

## Sommaire

Introduction générale .....	1
-----------------------------	---

---

### *Chapitre I Etat de l'art*

---

Introduction .....	6
I. Travaux sur l'érosion en Algérie .....	7
II. Facteurs qui influent sur le processus sédimentaire.....	8
II. 1. Influence des activités humaines .....	8
II.1.1 Environnement rural .....	9
II.1.2. Environnement industriel.....	10
II.1. 3. Construction de routes et de bâtiments.....	11
II.1.4. Urbanisation.....	12
II.1.5. Ouvrage de Génie Civil. ....	14
II.2. Influence des facteurs naturels: .....	16
II.2.1 Influence du climat: .....	16
II.2.2 Facteurs topographiques .....	17
II.2.3 Facteurs géologiques et pédologiques .....	18
II.2.4 Couvert végétal.....	19
III. Formes d'érosion hydrique.....	20
III.1 Erosion de rejaillissement .....	21
III.2 Erosion en nappe ou aréolaire ou laminaire .....	22
III.3 Erosion linéaire.....	23
III.4 Erosion en masse.....	25
Conclusion .....	26

---

### *Chapitre II Transport solide*

---

I.Introduction .....	27
II. Mouvement des sédiments dans le réseau de drainage .....	28
III. Transport en suspension .....	30
III.1. Mesure des concentrations en suspension .....	30
III.1.1 Mesure de turbidité.....	30
III.1.2 Mesure de la concentration.....	32
III.1.3 Mesure acoustique :.....	32

III.1.4	Mesure laser .....	32
III.1.5	Mesure nucléaire .....	33
III.1.6	Mesure par densimétrie .....	33
III.1.7	Mesure par prélèvement-filtration-séchage-pesée.....	33
III.2	Modélisation du transport en suspension .....	34
III.2.1	Formules empiriques .....	34
III.2.2	Modèles conceptuels à l'échelle d'un bassin versant .....	37
III.2.3	Modèles déterministes .....	40
	Conclusion .....	41

### ***Chapitre III Présentation de la zone d'étude***

I	Présentation de la zone d'étude .....	43
II	Caractéristiques géométriques du bassin versant Meffrouche .....	43
II. 1	Forme .....	43
II. 2.	Relief .....	46
II. 2. 1.	Courbe hypsométrique.....	46
II. 2.2	Altitudes caractéristiques.....	47
II.2.3	Pente moyenne du bassin versant .....	48
III	Réseau hydrographique .....	49
III.1	Définition du réseau hydrographique .....	50
III.1.1	Profil longitudinal du cours d'eau principal .....	50
III.1.2	Pente moyenne du cours d'eau principa.....	51
III.2	Degré du développement du réseau.....	51
III.2.1	Densité hydrographique .....	51
III.2.2	Densité de drainage .....	52
III.2.3	Rapport de confluence et de longueur.....	52
III.2.4	Indice d'allongement.....	54
VI	Caractéristiques agro-pédo-géologiques .....	54
VI. 1	Géologie de la région .....	54
VI. 2	Lithologie de la région .....	55
VI. 3	Pédologie de la région .....	56
V.	Barrage Meffrouche .....	57

## **Chapitre IV Précipitations, écoulement et température**

Introduction .....	59
I. Etude des précipitations .....	59
I. 1 Répartition annuelle .....	59
I. 2 Répartition mensuelle des précipitations .....	62
I. 2 Répartition saisonnière des précipitations .....	64
I. 3 Précipitations journalières et pluies journalières extrêmes .....	67
I.4 Variation temporelle des précipitations .....	68
II. Tendances interannuelle des précipitations .....	68
III. Etude des températures .....	70
III. 1 Températures annuelles .....	70
III. 2 Températures mensuelles .....	71
III. 3 Tests de tendances pour les températures interannuelles .....	71
III. 4. Diagramme Ombrothermique : .....	72
VI. Etude des eaux de surface : .....	73
VI. 1 Variation mensuelle des débits du bassin versant Meffrouche: .....	73
VI. 2 Variation annuelle des débits et des apports de surface du bassin versant Meffrouche: .....	74
V. Evapotranspiration et bilan hydrique:.....	77
V.1 Evapotranspiration :.....	77
V.2 Variation de l'évapotranspiration mensuelle :.....	78
V.3 Bilan hydrique .....	79
V.4 Evolution du bilan mensuel .....	79
V.5 Evolution du bilan annuel .....	80
IV. Relation précipitations, températures et transport solide .....	82
IIV Evaluation des eaux de tarissement du bassin versant (Formule de Maillet) .....	82
Conclusion :.....	84

## **Chapitre V Estimation de l'érosion et du transport solide**

Introduction .....	86
I.Traitement de données et évaluation des charges en suspension .....	86
Bilan des apports solides .....	87
II. 1 Echelle interannuelle .....	87
II.2 Bilan des apports saisonniers.....	88
III. Modélisation débit solide-débit liquide .....	89
III.1 Echelle instantanée .....	89

III.2 Echelle saisonnière .....	90
III.3 Echelle semestrielle .....	92
IV. Quantification de la dégradation spécifique interannuelle dans le bassin versant Meffrouche.....	93
VI.Répartition interannuelle des paramètres a, b, pluviosité et hydraulicité.....	95
V. Cartographie et calcul de l'érosion hydrique (USLE).....	95
V.1 Equation universelle de perte en sol (RUSLE).....	95
V.2. Quantification de l'érosion par (RUSLE) :.....	104
Conclusion.....	106

## ***Chapitre VI Etude des crues***

Introduction .....	107
I.Classification des débits et des concentrations .....	107
II. Critères de sélection des crues.....	108
II.1 Relation concentration-débit liquide.....	108
II.2 Hystérésis .....	109
III. Résultats et discussions .....	111
III 1. Relations concentration-débit liquide et débit solide-débit liquide .....	111
III .2. Analyse des crues .....	112
III 3. Relations entre précipitations, apports liquides et les apports solides.....	116
Conclusion .....	118

## ***Conclusion générale***

Conclusion générale.....	119
--------------------------	-----

## ***Références bibliographiques***

Références bibliographiques.....	123
----------------------------------	-----

# Liste des figures

---

Pages

## *Chapitre I*

Figure I.1 :	Phases principales de l'érosion et de sédimentation	6
Figure I.2 :	Importance relative des principaux mécanismes de dégradation des sols	7
Figure I.3 :	Chronologie du changement d'utilisation des terres et de l'érosion spécifique	12
Figure I.4 :	Concentration moyenne en sédiments des écoulements d'orages dans une zone de construction résidentielle à Kensington	13
Figure.I.5 :	Diagramme schématique montrant la variation de l'érosion spécifique en fonction du climat	16
Figure. I.6 :	Exemple de relation entre l'indice de pente moyenne et l'érosion spécifique en fonction du climat. Résultats des essais d'érosion des sols sur un terrain portant différentes couvertures végétales à MPWAPWA, Tanzanie. Résultats de Staples, 1938	17
Figure I.7 :	Résultats des essais d'érosion des sols sur un terrain portant différentes couvertures végétales à MPWAPWA, Tanzanie. Résultats de Staples, 1938 (d'après Rapp-Berry-Temple, 1973).	19
Figure I.8 :	Effet de rejaillissement (phénomène de Splash par ces différents mouvements)	21
Figure I.9 :	Première phase d'érosion en nappe	22
Figure I.10 :	Différents formes d'érosion hydrique	25
Figure I.11 :	Schéma d'érosion en masse	26

## *Chapitre II*

Figure II.1.	Mode de transport des sédiments (T.S)	27
Figure II.2.	Synthèse des principaux processus conditionnant le transport de sédiments en suspension sur le bassin versant	29
Figure II.3.	Méthodes de mesure de la turbidité	31
Figure II.4.	Représentation des processus dans le modèle de Negev (1967)	38
Figure II.5.	Réservoirs dans le modèle de Lee et Singh (2005)	39
Figure II.6.	Description des processus modélisés par le module érosion de DHSVM	41

## *Chapitre III*

Figure III.1.	Situation géographique du bassin versant du Meffrouche	44
Figure III.2.	Rectangle équivalent du bassin versant de Meffrouche	46
Figure III.3.	Carte et courbe hypsométrique du bassin versant Meffrouche	47
Figure III.4.	Réseau hydrographique du bassin versant du barrage Meffrouche	49
Figure III.5.	Profil en long de l'oued el Nachef	50
Figure III.6.	(A) Droite représentative du rapport de longueur, (B) droite représentative du nombre en fonction de l'ordre	53
Figure III.7.	Carte lithologique du bassin versant Meffrouche	56
Figure III.8.	Zones aquifères d'après Collignon (1986)	57

## *Chapitre IV*

Figure IV.1 :	Répartition interannuelles des précipitations à la station de Meffrouche (1970-2010)	60
Figure IV.2 :	Distributions des pluies par quelques lois d'ajustements : a) loi normale, b) loi log normale, c) loi racine normale	61
Figure IV.3 :	Présentation des récurrences pour les pluies annuelles à la station du Meffrouche	61
Figure IV.4 :	Présentation des précipitations mensuelles avec leur moyenne (1970-2010)	62
Figure IV.5 :	Décennales mensuelles sèches et humides de la station Meffrouche (1970-2010)	63
Figure IV.6 :	Présentation des récurrences pour les pluies mensuelles	63
Figure IV.7 :	Présentation des périodes de retour pour les pluies extrêmes mensuelles	64
Figure IV.8 :	Précipitations moyennes saisonnières (1970-2010) à la station Meffrouche	65
Figure IV.9 :	Ajustement des précipitations saisonnières par la loi log-normale (1970-2010)	66
Figure IV.10 :	Décennale des pluies mensuelles (A). Décennale des pluies saisonnières (B)	66
Figure IV.11 :	Période de retour pour les précipitations annuelles et saisonnières extrêmes de Meffrouche (1970-2010) estimé par la loi de Gumbel.	67
Figure IV.12 :	Variation des précipitations journalières du bassin versant Meffrouche (A). Ajustement par la distribution de Gumbel pour les pluies journalières maximales (B) (1970-2010).	67
Figure IV.13 :	Tendance interannuelle des précipitations à la station du Meffrouche.	69
Figure IV.14 :	Variations interannuelle des températures en fonction des précipitations de la station Meffrouche (1970-2007).	70
Figure IV.15 :	Variations moyennes mensuelles des températures (1970-2007)	71
Figure IV.16 :	Tendance interannuelle des températures	72
Figure IV.17 :	Diagramme ombrothermique moyen de la station Meffrouche (1970-2010)	72
Figure IV.18 :	Phases d'érosion mécanique et du transport après ruissèlement de surface.	73
Figure IV.19 :	Variation mensuelle des débits du bassin Meffrouche (1988-2010)	74
Figure IV.20 :	Variation interannuelle des débits du bassin Meffrouche (1990-2010)	74
Figure IV.21 :	Evolution des apports hydriques annuelle en Million de m <sup>3</sup> du bassin Meffrouche (1990-2010)	75
Figure IV.22 :	Variation des débits journaliers en fonction des précipitations pour le bassin du Meffrouche (1990-2010)	76
Figure IV.23 :	Ajustement des débits annuels par la loi de Gumbel (1990-2010) du bassin versant Meffrouche.	76
Figure IV.24 :	Etude des récurrences des débits mensuels (1990-2010) du bassin Meffrouche	77
Figure IV.25 :	Périodes de retour pour les valeurs maximales mensuelles (1990-2010) du bassin Meffrouche.	77
Figure IV.26 :	Variation mensuelle de l'ETP calculée par Turc et Thorntwaite du bassin Meffrouche (1970-2007)	78
Figure IV.27 :	Bilan mensuel du bassin Meffrouche (1970-2010)	80
Figure IV.28 :	Déficit d'écoulement et évapotranspiration réelle du bassin Meffrouche (1990-2010)	81
Figure IV.29 :	Variation mensuelle des concentrations en fonction des précipitations et des températures (1970-2007)	82
Figure IV.30 :	Variations interannuelle du coefficient de tarissement en fonction du volume de nappe mobilisé (1970-2010)	83
Figure IV.31 :	Corrélation entre les apports hydriques souterrains et le coefficient de tarissement de Maillot du bassin Meffrouche (1990-2010).	83
Figure IV.32 :	Pourcentage interannuel des rapports (Q0/Qp) et (Volume mobilisé/ Apport total) (1970-2010)	84

## Chapitre V

Figure V.1 :	Variation interannuelle des apports solides du bassin versant du Meffrouche (1990-2010)	87
Figure V.2 :	Variation interannuelle des apports solides spécifiques du bassin versant Meffrouche (1990-2010)	88
Figure V.3 :	Répartition saisonnière des apports solides (1990-2014)	88
Figure V.4 :	Relation entre débits solides et les débits liquides instantanés (1990-2014)	89
Figure V.5 :	Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés (1990-2014)	91
Figure V.6 :	Modélisation des débits solides aux débits liquides instantanés pour la saison humide (1990-2014)	92
Figure V.7 :	Modélisation des débits solides aux débits liquides instantanés pour la saison sèche (1990-2014)	93
Figure V.8 :	Variation des dégradations spécifiques par les différentes formules (A-Variation interannuelle B- Ajustement statistique pour les apports solides spécifiques)	94
Figure V.10 :	Variabilité interannuelle de l'hydraulicité $k_i$ , pluviosité $k_p$ , a et b (1990-2010)	95
Figure V.11 :	Carte d'érosivité des pluies du bassin versant Meffrouche	97
Figure V.12 :	Carte des sols et carte du bassin versant Meffrouche	98
Figure V.13 :	Carte d'érodibilité du bassin versant Meffrouche	99
Figure V.14 :	Nomogramme pour le calcul des pentes	100
Figure V.14 :	Carte des pentes du bassin versant du Meffrouche	101
Figure V.15 :	Carte d'occupation de sol du bassin versant du Meffrouche	102
Figure V.16 :	Carte des pratiques culturales du bassin versant du Meffrouche	103
Figure V.17 :	Etapas de cartographie de l'érosion par le modèle RUSLE	104
Figure V.18 :	Carte d'érosion du bassin versant Meffrouche	105

## Chapitre VI

Figure VI.1 :	Variation de la concentration en MES en fonction de différentes classes de débits liquides (moyennes au cours de la période 1990-2014)	108
Figure VI.2 :	Les différentes classes d'hystérésis dans les relations concentration en MES-Débit liquide	110
Figure VI.3 :	Relations entre concentration- débit liquide pour la période allant de 1990 à 2014) du bassin versant du Meffrouche	111
Figure VI.4 :	Evolutions temporelles des concentrations en MES et des débits liquides au cours de quelques crues sélectionnées (à gauche) et relation C-Q au cours de ces crues (à droite) avec les flèches qui indiquent le sens de l'hystérésis, dextre ou senestre	114
Figure VI.5 :	Répartition (en % du total) des crues pour les différentes classes et la contribution (en %) des différentes classes (1 à 7) des crues étudiées de 1990 à 2014 aux volumes d'eau écoulés (V) par la totalité des crues et aux transports solides évacués ( $T_s$ ) par l'ensemble des crues	117
Figure VI.6 :	Répartition (en %) des transports solides évacués ( $T_s$ ) en fonction des volumes d'eau écoulés (V). pour les crues étudiées de 1990 à 2014	117
Figure VI.7 :	Variation interannuelle des apports liquides et des transports solides en suspension (1990-2010)	118

# Liste des tableaux

---

Pages

## *Chapitre I*

Tableau I.1 :	Dégradation spécifiques dans quelques bassins versants Algériens	8
Tableau I.2 :	Expérimentations sur la dégradation spécifique en Algérie	10
Tableau I.3 :	Formes d'incision dues à l'érosion linéaire	23

## *Chapitre II*

Tableau II.1 :	Résumé des méthodes de mesure de la turbidité	31
Tableau II.2 :	Valeurs de $\alpha$ en fonction de la perméabilité	34

## *Chapitre III*

Tableau III.1 :	Caractéristiques de forme pour le bassin versant Meffrouche	45
Tableau III.2 :	Répartition hypsométrique du bassin versant Meffrouche	46
Tableau III.3 :	Classification du réseau hydrographique du bassin selon Strahlers dans le bassin Meffrouche	50
Tableau III.4 :	Rapports de longueurs et de bifurcations du réseau hydrographique du bassin versant de l'oued el Nachef	53
Tableau III.5 :	Formation lithologique du bassin versant Meffrouche	55

## *Chapitre IV*

Tableau IV.1 :	Paramètres statistiques interannuelles des précipitations du bassin versant Meffrouche (1970-2010)	60
Tableau IV.2 :	Répartition mensuelle des précipitations et paramètres de position pour la période (1970-2010)	62
Tableau IV.3 :	Valeurs maximales, minimales, écart-type et paramètres de position pour les pluies saisonnières (1970-2010)	65
Tableau IV.4 :	Valeurs du test statistique de Mann-Kendall pour la série pluviométrique	70
Tableau IV.5 :	Températures moyennes mensuelles avec leurs paramètres statistiques (1970-2010)	71
Tableau IV.6 :	Test statistique de tendance des séries de températures	72
Tableau IV.7 :	Paramètres calculés du bilan mensuel pour le bassin Meffrouche (1970-2010)	80
Tableau IV.8 :	Termes du bilan hydrologique du bassin Meffrouche (1990-2010)	81

## *Chapitre V*

Tableau V.1 :	Répartition saisonnière des apports liquides et solides et des dégradations spécifiques (1990-2010)	89
Tableau V.2 :	Paramètres de a et b pour de quelques bassins du nord-ouest Algérien	90
Tableau V.3 :	Application numérique pour l'estimation de la dégradation spécifique au niveau du bassin du Meffrouche (1990-2010)	91



Tableau V.4 :	Indice R d'érosivité des pluies pour les stations de Meffrouche, Tlemcen et Lala Setti (1943-2001)	93
Tableau V.5 :	Formation des sols du bassin versant Meffrouche	96
Tableau V.6 :	Classes de pentes pour le bassin versant Meffrouche	97
Tableau V.7 :	Différents types d'occupation de sol du bassin versant Meffrouche	100
Tableau V.8 :	Différents pratiques culturales du bassin versant Meffrouche	102
Tableau V.9 :	Perte de sol moyenne annuelle du bassin versant du Meffrouche	103

### *Chapitre VI*

Tableau VI.1 :	Modèles puissances ajustés pour chaque classe de crue aux relations (C-Q) avec leur test d'ajustement RMSE	112
Tableau VI.2 :	Saisonnière des crues par rapport à la totalité des 45 crues pour les différentes classes	113

# **INTRODUCTION GENERALE**

### **Problématique générale**

L'eau étant le vecteur privilégié de la vie, constitue l'élément indispensable pour l'alimentation, la santé et le bien-être de l'humanité, habitat d'une partie de la faune et de la flore, vecteur de matières érodant et modifiant les paysages. Le Saint Coran, dans lequel rien n'a été négligé, évoque dans de nombreux versets l'importance de l'eau (Sabir Ahmed, 2013). Le savant grec Thalès de Milet disait déjà au VI<sup>e</sup> siècle av. J.-C. « L'eau est à l'origine et à la base de toutes choses. », (Bouguerra, 2003). Abondante ou rare, l'eau disait Léonard de Vinci au XVI<sup>ème</sup> siècle, "est la force conductrice de la nature", (Khaldi, 2005).

Les flux de sédiments dans les cours d'eau sont le reflet des processus d'érosion et de transport de particules sur le bassin versant. Dans les torrents, les rivières ou les fleuves, les matériaux arrachés à la croûte terrestre transitent des surfaces continentales vers les océans (Manot V 2008).

Le sol est un milieu vivant. C'est le siège des processus biologiques vitaux pour la continuité de la vie en milieu terrestre. Il constitue, en effet, les fondements de la quasi-totalité de notre alimentation et de nos ressources forestières (Boughalem, 2013). La durée de vie des sols peut aussi être estimée à partir des pertes en terre annuelles moyennes, de l'épaisseur du sol explorable par les racines, de la vitesse de la régénération de la fertilité du sol et de la courbe de rendement du sol en fonction de l'épaisseur de la couche arable (Elwell et Stocking, 1984). En milieu forestier, où les pluies sont agressives et les pentes fortes, les pertes en terre peuvent être importantes et la dégradation des terres est très rapide (quelques années). Cependant, la régénération des sols y est également rapide, car un sol dégradé est rapidement envahi par la végétation.

Les pertes en sols des terres, leur transport et sédimentation dans les infrastructures hydrauliques, hydro-agricoles, routières... ont poussé les décideurs à examiner de plus près cette problématique, vu son ampleur et les conséquences qu'elle engendre face aux changements climatiques attendus. Des outils d'investigation ont été mis en œuvre pour tenter de maîtriser le phénomène, malheureusement les sols continuent à se dégrader malgré une lutte antiérosive intensive entreprise à l'échelle des bassins versants. Le phénomène a atteint un stade parfois irréversible. Toutes les formes d'érosion y sont associées, laissant des paysages désolés. Le phénomène s'est accru et s'amplifie aussi bien dans l'espace que dans le temps, aggravé en maints endroits par le changement climatique. Des alternances d'inondations torrentielles et de sécheresses prolongées sont observées (Melalih, 2012). Dans le monde, l'érosion est un problème dont la gravité varie beaucoup d'un site à un autre. Kanwar (1982), a montré que sur 13.500 millions d'hectares de surface exondés dans le monde, 22 % sont cultivables et seulement 10 % sont actuellement cultivés (soit 1.500 millions d'ha). Pour l'ensemble de la Communauté Economique Européenne (CEE), De Ploey (1990) estime que 25 millions d'hectares ont été gravement affectés par l'érosion.

Le transport des matières solides en suspension est un phénomène qui est resurgi de l'érosion des sols, et qui a suscité d'énormes efforts de la part des nations, en matière de lutte contre la dégradation des terres arables, l'envasement des barrages et l'effet dévastateur des cycles d'inondation et de désertification, qu'il est capable de générer (De ploey *et al.*, 1991; Shaban et Khawlie, 1998).

Dans ce contexte, il apparaît primordial d'améliorer la gestion des sédiments 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.

### **Cas de l'Algérie**

L'érosion hydrique est un phénomène bien connu en Algérie, mais de nos jours, elle prend de plus en plus de l'ampleur. Elle reste une préoccupation majeure. L'érosion a déjà érodé environ 45% des terres fertiles en Algérie (Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, 2000). L'Algérie est classée parmi les pays aux sols les plus érodables du monde (Touaibia 2010). Environ 6 millions d'hectares sont exposés à une érosion active Heddaj (1997). La subsistance des populations est de plus en plus menacée par l'accélération de l'érosion Sari (1977), principalement dans les montagnes où se concentrent plus de 8 millions d'habitants Taabni (1998).

Selon Heush (1970), l'énergie des eaux de ruissellement de surface est plus importante que celle des pluies dans le phénomène de l'érosion dans les régions semi-arides et méditerranéennes. Cet état de fait a été vérifié par Meddi (1992), Meddi *et al.*, (1998), Terfous *et al.*, (2001), Megnounif *et al.*, (2003, 2007, 2013), Bouanani (2004), Bouanani et al (2013) et Morsli *et al.*, (2013) dans le bassin-versant de l'oued Mina, le bassin de la Tafna et dans les monts de Beni Chougrane dans le Nord-ouest de l'Algérie.

L'étude de la relation entre le transport solide, comme facteur expliqué, et les facteurs géomorphologiques, hydrométriques et climatiques, comme facteurs explicatifs, a été menée dans de nombreuses régions du monde telles que : Zhang et al. (2004) en République Populaire de Chine, Ray *et al.*, (2011), Essien *et al.*, (2011) au Nigeria, Kane et Julien (2007) aux États-Unis d'Amérique et Zekai (2014) dans les régions arides. En Algérie, de nombreux chercheurs ont développé des relations liant le transport solide aux facteurs géomorphologiques et climatologiques pour certains bassins algériens (Achite et Meddi, 2005 ; Touaibia *et al.*, 2001; Benkhaled et Remini, 2003). Par contre, Demmak (1982) et Meddi et al. (1998) ont développé des modèles d'estimations de la dégradation spécifique pour l'Algérie septentrionale.

### **Contexte**

Le bassin versant du Meffrouche situé en zone semi-aride, a fait l'objet de cette étude, son cours d'eau principal l'oued Nachef s'étend sur 14 km a un écoulement temporaire.

Dans son exutoire se trouve un barrage d'une capacité de 15 Hm<sup>3</sup>. Comme tous les bassins versants des zones semi arides, il a connu des dégradations spécifiques interannuelles, avec des variations importantes.

L'objectif principal de ce travail s'intéresse :

premièrement: à l'analyse des données recueillies au niveau de l'ANRH pour les précipitations et les températures de quarante ans d'observations afin de déterminer le climat dans la zone d'étude et les couples mesurées instantanément en période des crues des débits liquides-concentrations des particules en suspension, pour établir un modèle de transport solide en suspension propres au bassin.

Deuxièmement : L'utilisation du modèle mathématique le plus simple qui est l'équation universelle des pertes en sols, USLE, qui a été utilisée dans le monde entier depuis les années 1960. L'utilisation des cartes (Lithologique, pente, occupation de sol, pratiques culturales et d'agressivité des pluies), permet en se basant sur l'USLE la quantification du taux d'érosion sur une surface donnée.

En effet, la modélisation débit liquide-débit solide, débit liquide-concentration en matières en suspension, et quantification du taux d'érosion sur les versants par la méthode de la cartographie est un volet important des sciences hydrologiques. Elle permet d'entreprendre l'étude de la dynamique du transfert des sédiments dans un bassin versant après un évènement hydrologique.

### **Organisation du mémoire**

Ce document est organisé en six chapitres, à savoir :

Le premier chapitre s'intéresse à l'état de l'art de l'érosion dans les bassins versants. Il décrit les différents modes d'érosion, ainsi qu'une schématisation depuis l'arrachement des particules jusqu'à leurs déposition dans les retenues. Il comporte également une synthèse des différents auteurs qui ont travaillé sur l'érosion dans le monde et en Algérie.

Le deuxième chapitre représente une bibliographie sur le transport de sédiments en suspension dans les rivières. Il justifie le choix de l'étude du transport solide en suspension et présente les différents processus qui le gouvernent sur le bassin versant. Il décrit différents modes de mesure, différentes formulations de concentrations de sédiments en suspension. Il comporte également une synthèse des différents modèles utilisés pour reproduire les flux de MES dans les cours d'eau.

Le troisième chapitre présente la zone d'étude toute en abordant une présentation générale du bassin versant du Meffrouche (situation géographique, étude morphométrique, étude lithologique).

Le quatrième chapitre s'attache à décrire la pluviométrie de la région pour différents pas de temps avec une étude statistique, les variations annuelle, mensuelle et journalière des eaux de surface, l'étude de la température et du climat et enfin l'impact des paramètres climatiques sur le transport solide.

Le chapitre suivant se focalise sur la modélisation débit liquide-débit solide, à différents pas de temps saisonniers et annuels. L'application du modèle RUSLE a permis de déterminer le taux d'érosion et de déterminer les zones à risque d'érosion.

Le dernier chapitre détaille les épisodes de crues, et permet de comprendre la dynamique du transfert des sédiments par l'oued Nachef. Par ailleurs, il illustre la variation interannuelle de l'apport solide spécifique en fonction de l'apport liquide interannuel.

Finalement la conclusion générale à la fin de ce mémoire, permet de synthétiser cette étude et faire une synthèse des principaux résultats obtenus et de lister quelques perspectives associées à ces résultats.

# *CHAPITRE I*

## **Généralités sur l'érosion**

## Introduction

Les phénomènes d'érosion et de sédimentation sont une partie de l'évolution géologique du paysage sous l'effet de l'eau, le vent, de la glace, et des vagues. L'érosion de la surface du globe s'est poursuivie à travers les âges. L'entraînement, le transport et le départ des matériaux sont des phénomènes naturels visibles en tout temps et tout lieu, c'est la perte de l'horizon essentiel du sol qui remplit les fonctions naturelles de stockage de l'eau et des nutriments, du milieu de soutien des plantes, du réservoir de la biodiversité et de la séquestration du carbone. Un sol naît et s'enrichit, mais il peut aussi s'appauvrir et mourir (Breton, 2004).

On a défini l'érosion comme le fragment des particules de sols ou de roches de leurs positions initiales par l'eau et les autres agents géologiques tels que le vent, la glace, les volcans, les tremblements de terre... Erosion géologique et érosion des sols sont deux termes de base les plus couramment utilisés pour décrire les phénomènes d'érosion (UNESCO 1986).

L'érosion hydrique est un phénomène complexe, qui menace particulièrement les potentialités en eau et en sol. Elle se définit comme le détachement et le transport de particules de sol de son emplacement d'origine par différents agents vers un lieu de dépôt. Ainsi, les trois étapes par lesquelles passe l'érosion sont le détachement, le transport et la sédimentation. Cependant, il est à signaler que la pluie et le ruissellement superficiel sont à l'origine du détachement, du transport et du dépôt des particules du sol arrachées (fig.I.1)

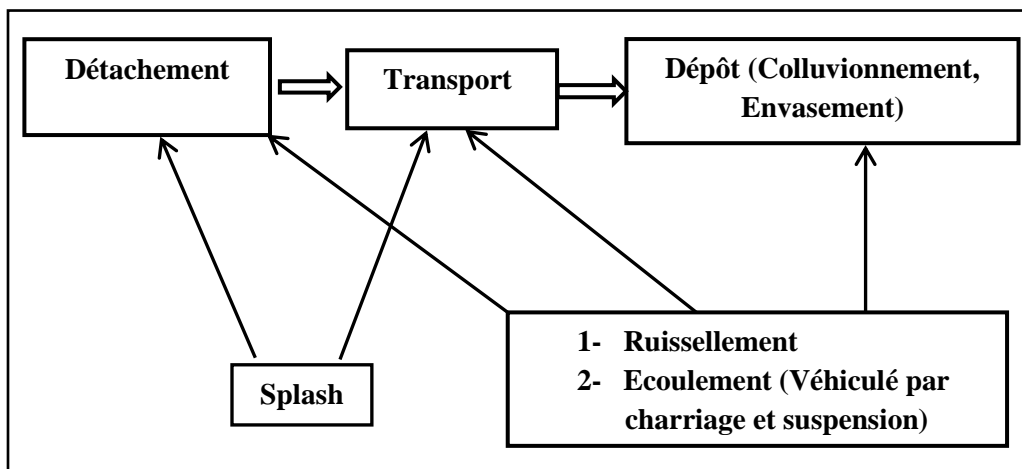


Figure I.1. Phases principales de l'érosion et de sédimentation.

A l'échelle mondiale, l'érosion des sols touche 2 milliards d'hectares de terres agricoles, ce qui représente une surface plus grande que le Mexique et les états unis réunis (Ghenim, 2008).

Chaque année, on perd de 5 à 7 millions d'hectares de terres agricoles productives. 56% de ces pertes sont attribuables à l'érosion hydrique (fig. I.2) et 28 à 33% à l'érosion éolienne (FAO, 1994).



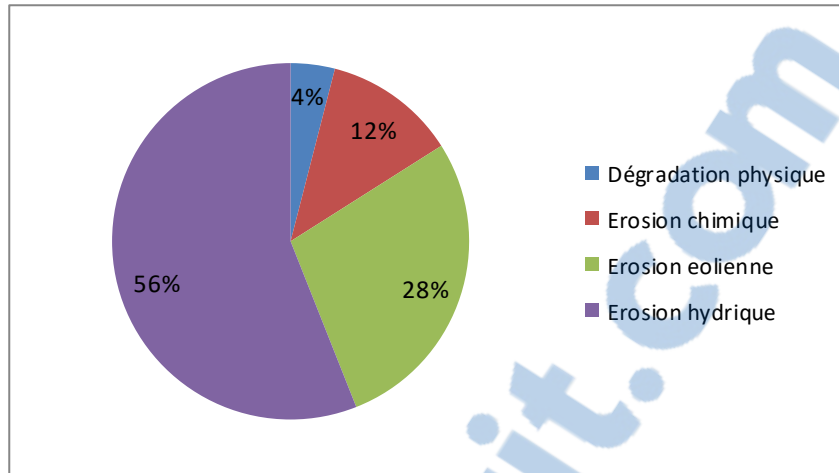


Figure I.2. Importance relative des principaux mécanismes de dégradation des sols.

L'étude de l'érosion et du transport des sédiments, à l'échelle du bassin versant, fait intervenir un grand nombre de disciplines et de compétences dans des domaines qui regroupent à la fois les hydrologues, les géomorphologues, les agronomes, les mécaniciens de fluides et les hydrauliciens.

### I. Travaux sur l'érosion en Algérie

L'érosion, phénomène très complexe, lié à des facteurs naturels et anthropiques difficilement maîtrisables, évolutif aussi bien dans le temps que dans l'espace, affecte beaucoup les infrastructures hydro-agricoles, de telle sorte qu'il est parfois quasiment impossible d'y remédier. Elle représente une source importante de sédiments dans les domaines arides et semi-arides, contribuant en moyenne pour 60% de leur production par l'érosion hydrique (Possen et al, 2002).

L'Algérie se classe parmi les pays les plus affectés dans le monde avec une érosion spécifique moyenne annuelle variant entre 55 et 2800 T/km<sup>2</sup>/an (Tableau 1). L'Algérie du Nord reste soumise à de fortes pressions humaines qui ont engendré une sévère dégradation du couvert végétal et des sols. On estime à plus de 20 millions d'hectares de terres touchées par l'érosion particulièrement dans les zones où sont implantés plus de 90% d'ouvrages hydrauliques et où vivent environ 40 millions d'habitants (Mazour, 1992). Les zones de montagne restent les plus touchées par l'érosion. Beaucoup de chercheurs ont travaillé sur ce phénomène. On cite les travaux de Demmak (1982), Meddi (1992), Bourouba (1997), Touaibia (2001), Terfous *et al.*, (2001, 2003), Megnounif *et al.*, (2003), Bouanani (2004), Achite (2007), Megnounif (2007), Ghenim (2008), Elahcen *et al.*, (2009), Cherif *et al.*, (2009) Yles *et al.*, (2012), Khenchoul (2012), Meddi (2015), El Mahi (2012), Bouguerra *et al.*, (2016), Yles *et al.*, (2016), Kouadri *et al.*, (2016), Meddi *et al.*, (2016), Tadraste (2004), Ghernaout *et al.*, (2016), Benstaali *et al.*,

(2017), Salah et Bensafi (2017), Guidoum (2017). Le tableau I.1, montre quelques résultats du taux d'érosion, dans différents bassins algériens :

Tableau I.1. Dégradation spécifiques dans quelques bassins versants algériens.

Région d'étude	Auteur	Dégradation spécifique (t/km <sup>2</sup> /an)	Période	Surface (Km <sup>2</sup> )
Oued Isser (Tafna)	Bouanani (2004)	180,32	(1988-1998)	1140
Oued Sikkak	Bouanani (2004)	279	(1972-1990)	463
Oued Chellif Ghrib	Chetta et Nekki (2017)	2541	(1977-1994)	1378.65
Oued Sebdou	Terfous et al (2003)	618.75	(1989-1998)	694.75
Oued Bellah	Elahcen et al (2013)	610	(1974-2007)	55
Oued Mazafran (Cotier Algérois)	Bourouba (1997)	1610	1 sept au 31 Aout 1975	427.5
Oued Abed	Achite et al (2007)	136	(1973-1995)	2480
Oued Mekerra	Cherif et al (2009)	111,19	(1988-2001)	14750
Oued Saida	Yles et al (2012)	55	(1980-2010)	543
Oued Boumessaoud	Bouguerra et al (2016)	518	(1988-2004)	118
Oued Haddad	Achite et Meddi (2005)	212	(1973-1995)	470
Oued Mouilah	Ghenim et al (2007)	165	(1973-2002)	2650
Foum el gharza	Fartas et al (2017)	2764	(1971-1994)	1300
Oued Sébaou	Achit et al (2016)	147.32	(1968-1999)	2500

Les résultats indiqués dans le tableau précédent pour quelques bassins versants qui occupent moins de 5% de la superficie de l'Algérie, montrent un taux de dégradation spécifique des sols entre 55 t/km<sup>2</sup>/an Oued Saida et 2764 t/km<sup>2</sup>/an Foum el Gherza. Cela explique que :

- Le taux d'érosion en Algérie comme les pays arides et semi-arides est variable et il dépend du bassin et de ses caractéristiques physiques, géologiques et hydroclimatiques.
- La grande variabilité de ce taux est due à la texture du sol, le climat (Variation du régime pluvieux d'une région à une autre), la topographie du terrain, l'occupation du sol.

Dans la région de Tlemcen, les sols subissent une forte dégradation en particulier en zone de montagne. Cette dégradation est amplifiée encore plus au cours de ces dernières décennies. Ces zones de montagnes constituent un enjeu socio-économique important et restent très touchées par le phénomène de dégradation. Ainsi les équilibres entre la végétation, le sol et l'eau se trouvent perturbés (Dahmani, 2011).

## II. Facteurs qui influent sur le processus sédimentaire

### II. 1. Influence des activités humaines

Diverses sortes d'activités humaines, pratiques agricoles, exploitations forestières, pâturages, constructions des routes et des bâtiments...etc, tendent à modifier les phénomènes d'érosion, en accélérant souvent de façon considérable le rythme. Les phénomènes d'érosion dus à l'homme sont souvent désignés par le terme d'érosion accélérée.

En beaucoup de lieux l'érosion due à l'homme est prédominante alors que l'érosion géologique naturelle est seulement d'importance secondaire. Des scientifiques ont estimé que le taux actuel d'érosion représente deux fois et demie le taux existant avant que l'homme ait commencé à modifier le paysage sur une grande échelle (Focus on Environmental Geology., 1976).

### **II.1.1 Environnement rural**

Le taux d'érosion des sols dépend étroitement du mode d'utilisation des terres. On s'accorde à reconnaître que l'aménagement des terres conditionne l'érodibilité plus que toute autre activité. L'utilisation des sols en général et la gestion des cultures en particulier ont toutes deux une grande importance pour l'évolution des processus d'érosion.

On peut observer de nos jours une détérioration semblable du paysage et du sol dans de nombreuses régions, partout dans le monde, souvent au premier stade de l'évolution. On peut prouver l'importance de l'utilisation des sols et de la couverture végétale par les résultats des tests d'érosion des sols sur des terrains portant différentes couvertures végétales menés en Algérie et dans les zones semi-arides à savoir les travaux de Boudjemline 1987, Boudjemline *et al.*, 2008; Roose 1984, 1996 ; Roose *et al.*, 1993, 2008, 2012; Boli *et al.*, 1996, Boughalem 2007, Boughalem *et al.*, 2012 ; Morsli 1996, 1997; Morsli *et al.*, 2004, 2012 ; Touaibia *et al.*, 2000; Mazour, 1992 ; Mazour *et al.*, 2002 ; Mazour 2004.

Beaucoup d'essais ont été réalisés sur des petites parcelles, on peut citer les travaux de l'INRF en collaboration de l'ORSTOM et de l'IRD au niveau de plusieurs régions en Algérie, Morsli (2004) (Mont de Tlemcen et Beni chogran), Dahmani (2015) (Mont de Zarifet), Boughalem (2013) (Bassin de l'isser). Le tableau I.2 présente quelques expérimentations sur l'érosion en Algérie.

Tableau I.2. Expérimentations sur la dégradation spécifique en Algérie.

Lieu d'expérience	Dispositifs expérimentale
Monts de Tlemcen et de Beni Chougrane	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Parcelle expérimentale de 100 m<sup>2</sup>, isolée par des tôles fichées en terre. Cette parcelle est équipée d'un pluviomètre.</li> <li>- A l'aval de cette parcelle est placé un canal comportant un piège à sédiment grossier, dirigeant les eaux de suspension dans des cuves de stockage à travers un partiteur à 15 tubes.</li> <li>- La pluie, le ruissellement et les pertes en terre (qui comportent les limons, les argiles et la matière organique) ont été mesurés après chaque pluie</li> <li>- Des parcelles témoins (Jachère, céréales, légumes, forages et des parcelles améliorées par les engrais fertilisants).</li> <li>- L'agressivité climatique est déterminée à partir des caractéristiques des pluies selon la technique de Wischmeir et al 1978.</li> <li>- A partir de la stabilité structurale et le taux de matière organique, la sensibilité des sols à l'érosion peut être déterminée.</li> </ul>
Monts de Zarifet	<ul style="list-style-type: none"> <li>-Le but de l'expérimentation est d'évaluer les risques du ruissellement qui provoquent l'érosion. Deux campagnes de simulation de pluie avec deux intensités 30 et 50 mm/h, ont été menées dans ce dispositif (Automne et Printemps).</li> <li>-Les résultats du ruissellement sont obtenus en fonction de :</li> <li>i) Effet de l'état de la surface du sol (rugosité), ii) Effet de la couverture du sol iii) Effet de la pente sur le ruissellement iv) Effet de l'intensité des pluies sur le ruissellement.</li> </ul>
Bassin de l'isser	<ul style="list-style-type: none"> <li>Ce travail est établi sur six parcelles expérimentales de 200 m<sup>2</sup> chacune. Cette procédure se base sur la mesure de l'infiltration, elle décrit deux méthodes :</li> <li>-La première, pour déterminer la capacité d'infiltration des sols « Le test au monocylindre »</li> <li>-La deuxième, elle décrit les états de la surface du sol appelée « méthode des points quadras »</li> </ul>

### II.1.2. Environnement industriel

Les exploitations minières sont souvent à l'origine d'un accroissement formidable de l'activité des phénomènes d'érosion et de sédimentation. En particulier, dans bien des régions du monde, l'exploitation à ciel ouvert de charbon et de schistes a été la cause de problèmes hydrologiques et sédimentologie notables.

De même l'extraction de sables et de graviers dans des carrières à ciel ouvert et le dragage des matériaux du lit des cours d'eau et des berges ou du fond des lacs conduisent à des problèmes similaires. Les exploitations à ciel ouvert comprennent l'enlèvement du sol de couverture, des roches et d'autres couches couvrant les dépôts du minerai ou du combustible ainsi que l'exploitation du dépôt. Elles présentent des avantages certains par rapport aux mines souterraines, mais peuvent avoir un effet considérable sur l'état des eaux de surface et proches de la surface, ainsi que sur les processus de sédimentation.

Les grandes exploitations minières coupent le réseau de drainage naturel et modifient les phénomènes de ruissellement et d'érosion des bassins fluviaux. Les écoulements non pérennes

peuvent être détournés par les déblais et dépôts locaux. Les talus de déblais élevés au cours des opérations de décapage selon les courbes de niveau ont souvent des flancs très pentus et sont faits de matériaux faciles à éroder avec seulement une faible couverture végétale ou pas de végétation du tout. De fortes pluies peuvent provoquer une érosion désastreuse et de sérieux problèmes de sédimentation.

La pollution physique par les sédiments est très importante dans les régions de collines à fortes pentes soumises à des intensités pluviométriques élevées. Les recherches entreprises dans le Kentucky (E.U.) ont montré que la production des sédiments des régions de mines à ciel ouvert peut atteindre 1000 fois celle de la forêt naturelle. Sur quatre ans, l'érosion annuelle moyenne de talus de déblai dans le Kentucky a été de 9500 tonnes par kilomètre carré alors qu'on l'estimait égale seulement à 8,8 tonnes par kilomètre carré sous forêt" (Focus on Environmental Geology, 1976). Dans les régions arides ou semi-arides, les problèmes d'érosion et de sédimentation dus aux exploitations minières sont en général moins graves qu'ailleurs car la végétation est aussi clairsemée dans les conditions naturelles et les fortes averses sont peu fréquentes. Cependant, quand survient une violente tornade, les effets peuvent être considérables et de grandes quantités de sédiments peuvent être exportées, de la zone minière, des talus de déblais et des routes d'accès.

Les exploitations minières à ciel ouvert doivent être soigneusement organisées pour éviter les problèmes hydrologiques, sédimentologiques et les autres problèmes liés à l'environnement.

Guy (1977) a proposé les étapes suivantes dans l'organisation :

1. Estimer l'érosion des bassins dont les cours d'eau peuvent traverser ou longer la zone minière projetée.
2. Etablir des plans de canaux qui préviendront l'érosion et la sédimentation dues aux cours d'eau écartés de la zone minière.
3. Estimer l'érosion et le transport solide des zones traitées.
4. Estimer l'érosion, les transports solides et les dépôts de sédiments des différentes parties des chenaux artificiels tracés à travers la zone minière.
5. Estimer l'impact des sédiments sur les eaux du voisinage pendant et après les travaux

### **II.1. 3. Construction de routes et de bâtiments.**

Les zones sans aucune couverture végétale courent toujours un plus grand risque de forte érosion que les autres. Ceci est particulièrement vrai pour les régions qui ont été travaillées et remodelées et où on a troublé l'équilibre sédimentologique naturel. C'est pourquoi on peut s'attendre à une érosion extrêmement intense sur les talus et fossés de route et sur les sites de construction de façon générale.

Habituellement, la production de sédiments atteint son maximum pendant les premières étapes de la période de construction. On a signalé à plusieurs reprises des productions de sédiments exceptionnellement élevées au cours de travaux routiers. Cependant, la relation de cause à effet entre les facteurs opérationnels et physiographiques et la production de sédiments

est très vague. Cela vient de l'impossibilité de prévoir les processus érosifs liés aux différentes opérations de construction pour maîtriser les phénomènes de sédimentation, il est nécessaire de programmer soigneusement les travaux. Du fait que souvent on crée des talus artificiels en remodelant le terrain au cours des travaux, la stabilité des nouvelles pentes et des masses de terre déplacées peut être faible ou critique.

Non seulement il se produira une érosion de surface due à l'impact de la pluie et au ruissellement, mais aussi différents types de mouvements de masse tels que glissements, loupes de glissement, déplacements de matériaux de rebut, éboulement et décrochements, etc... Ces phénomènes peuvent contribuer de façon significative aux quantités de sédiments apportés au réseau de drainage du voisinage.

C'est ainsi que les travaux de construction peuvent modifier et conditionner le développement futur des phénomènes de sédimentation dans les bassins fluviaux.

#### II.1.4. Urbanisation

Les zones urbanisées ont souvent une érosion spécifique supérieure à celle des régions rurales. On a signalé des taux d'érosion de 20.000 à 40.000 fois supérieurs à ceux des régions naturelles ou non perturbées (Becker et Mulhern, 1975). Les plus grandes quantités de sédiments sont produites durant les phases de construction, surtout quand la végétation et le sol de couverture sont provisoirement enlevés. Les travaux de construction peuvent accroître l'érodibilité et diminuer la stabilité des pentes de façon radicale. Mais des secteurs plus anciens des zones urbaines peuvent produire des quantités de sédiments considérables souvent mêlés de polluants chimiques et biologiques. Wolman (1967) donne un exemple de modifications des caractéristiques de l'érosion, décrivant la variation de la production de sédiments au cours de périodes correspondant à différents types d'utilisation des terres et d'urbanisation d'une région proche de Washington, le déroulement des phénomènes est illustré par la figure I. 3.

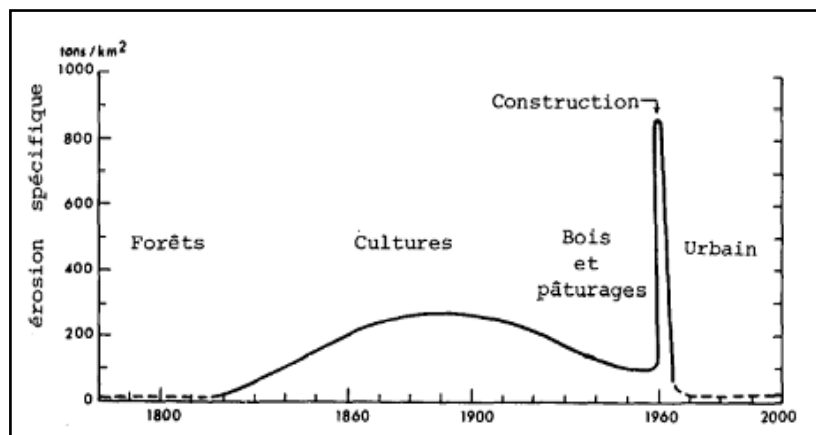


Figure I.3. Chronologie du changement d'utilisation des terres et de l'érosion spécifique (d'après Wolman, 1967).

Guy 1965 donne en figure I.4 un autre exemple de changement de concentration des sédiments dans un cours d'eau drainant une région soumise à une évolution depuis l'état naturel jusqu'à un nouvel état stable en passant par une phase de constructions.

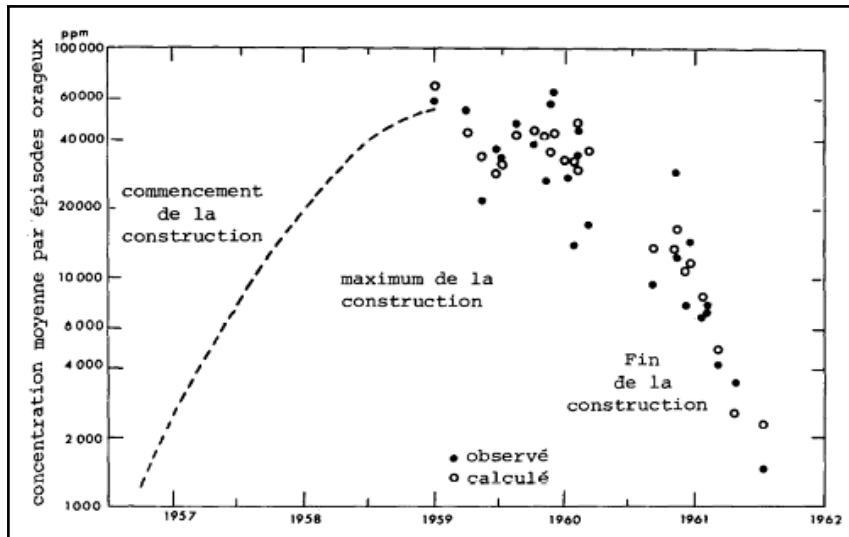


Figure I.4. Concentration moyenne en sédiments des écoulements d'orages dans une zone de construction résidentielle à Kensington, Maryland, E.U., 1957-1962 (d'après Guy, 1965).

L'érosion et les sédiments produits dans les zones de développement urbain causent souvent plus de dommages aux régions situées à l'aval que dans les sites d'érosion eux-mêmes.

Le réseau de drainage peut se remplir de sédiments et sa capacité d'écoulement décroît. Les réseaux d'adduction d'eau et d'assainissement peuvent être affectés. L'adaptation naturelle ou artificielle aux nouveaux rapports entre débits solides et débits liquides peuvent être à l'origine de problèmes considérables. Par des moyens appropriés, on peut réduire efficacement l'érosion et la production de sédiments sur les sites de construction. D'après une étude faite au Maryland (1957-1962), E.U., on a observé que la production de sédiments a été réduite de 60 à 80% en 8 ans dans des zones de construction active. On a attribué une part de ces réductions à la diminution des pentes sur les sites de construction et à l'augmentation des distances entre ces sites et les lits des cours d'eau, cependant elles sont surtout dues à l'amélioration de la conception et de la mise en place des dispositifs protecteurs.

Parmi ces moyens de lutte, on note la limitation des aplanissements pour réduire à tout moment les surfaces découvertes, la mise en végétation provisoire, l'utilisation de mulch pour protéger les sols exposés, la construction de diguettes de diversion et de fossés stabilisés pour réduire l'érosion sur les pentes critiques, et l'utilisation de grands bassins de décantation pour piéger les sédiments sur place" (Acte de la conférence sur la sédimentation, 1976).



Dans les zones urbanisées, bien que des activités peuvent être à l'origine d'une production de sédiments considérablement accrue. Dès qu'une activité entraîne l'utilisation des terres, on peut s'attendre à des phénomènes d'érosion.

On peut donner en exemple la construction de logements d'écoles, de centres commerciaux, d'ensembles de bureaux et d'usines, le développement du réseau de transport et de communication par la construction de voies rapides, de rues, de routes, de voies ferrées et de ponts, le développement des centrales électriques et des lignes de transport électrique, la construction d'ouvrages hydrauliques tels que les barrages, les aqueducs, les canaux et les moyens de protection contre les crues, et encore les constructions pour les activités de loisirs telles que les terrains de camping, les parcs de stationnement et d'autres projets à finalités multiples.

Les données sur le site doivent comprendre certaines informations hydrologiques, par exemple sur l'allure des écoulements de surface et souterrains, sur les caractéristiques topographiques et géologiques, sur la nature des sols, sur la densité du couvert végétal et sur les paramètres climatiques. Dans les informations sur les constructions, il faut inclure l'étendue des surfaces concernées et la nature des perturbations de surface du terrain, les types d'équipement utilisés et le nombre de personnes concernées, ainsi que le calendrier des opérations.

### **II.1.5. Ouvrage de Génie Civil**

Les ouvrages hydrauliques dans un cours d'eau dérangent les processus naturels d'équilibre par conséquent, dans tout projet hydraulique, on doit se préoccuper à la fois du transport solide et de l'effet des ouvrages sur le transport des sédiments. On peut classer les ouvrages d'hydrauliques fluviaux en deux catégories :

- 1 - Ouvrages agissant sur les processus du réseau de drainage avec des modifications locales et généralisées du lit, des berges et des plaines d'inondation,
- 2 - Ouvrages ne modifiant ni les débits ni les débits solides.

Si l'on adopte cette classification, les ouvrages du premier groupe peuvent être qualifiés d'actifs et ceux du second groupe de passifs (Kuprianov, 1977). Les ouvrages "passifs" n'ayant pas d'action sur les processus observés dans les chenaux. On peut classer les ouvrages "actifs" en deux catégories :

1. Les ouvrages à effets localisés, modifiant les phénomènes dans les chenaux à leur proximité immédiate.
2. Les ouvrages à effets généralisés, qui sont la cause de modifications profondes du régime hydrologique et de transformations du réseau de drainage sur de longues distances.

#### **II.1.5.1 Effets localisés**

Les ouvrages modifiant les lits peuvent être classés de la façon suivante :



1- Ouvrages de berges qui sont liés à l'une des berges, comme les épis, les contreforts, les protections latérales et les digues de correction. Ces ouvrages peuvent réduire la largeur de la section en travers et, donc, être à l'origine d'une érosion transversale qui modifie la pente et la profondeur du bief.

2 -Ouvrages guidant le courant : Ces ouvrages ne réduisent pas la section en travers de façon significative et ne produisent donc que des affouillements localisés.

3 -Ouvrages de fixation du fond : on trouve dans ce groupe tous les ouvrages qui fixent ou élèvent le niveau du lit sur une courte longueur du bief ou une section en travers, tels que les déversoirs avec vannes, les barrages de dérivation...etc. L'effet principal de ce type d'ouvrage est une élévation du lit à l'amont et un affouillement à l'aval.

### **II.1.5.2 Effets généralisés**

Les grands aménagements sont la cause d'une redistribution des apports d'eau et de sédiments qui modifie les processus du réseau de drainage. Une retenue retient les sédiments et le pouvoir érosif de l'écoulement à l'aval tend à s'accroître par rapport à la situation initiale. Cela provoque une érosion localisée plus forte près du barrage, aussi bien qu'une intensification du phénomène dans le réseau de drainage plus loin à l'aval (Makkaveev, 1970 ; Simons et Sentork, 1977 ; Bureau of Reclamation, 1974). Ces changements à l'aval peuvent être ressentis sur de longues distances (10 km ou plus). Le comblement en tête de retenue à l'amont est intensifié, produisant une élévation du niveau de l'eau. L'abaissement du niveau de base est une autre source de perturbations généralisées perceptibles sur de longues distances. Si le niveau d'une mer, d'un lac ou d'une retenue où se jette un cours d'eau s'abaisse, alors une érosion linéaire peut se produire à l'extrémité aval du cours d'eau ayant pour effet d'accroître la pente du lit et la vitesse du courant. La compétence augmente dans cette zone et il se produit une érosion du lit qui s'étend progressivement vers l'amont.

On observe souvent un abaissement du niveau de base à l'aval d'une retenue, là où les affluents se jettent dans un lit érodé. Il se produit dans ces affluents une érosion linéaire et la vitesse de l'écoulement s'y accroît.

## **II.2. Influence des facteurs naturels**

### **II.2.1 Influence du climat**

Certaines influences climatiques constituent une partie des processus d'altération. Les changements de température, la hauteur des précipitations et le vent ont des effets prépondérants sur l'altération mécanique. La plupart de ceux qui étudient les phénomènes d'altération en climat aride au cours de la formation des sols pensent que le taux plus faible d'altération chimique s'explique par la granulométrie grossière des sédiments ou des sols.

Pluie et écoulement sont les deux phénomènes hydrologiques qui ont le plus d'importance pour l'érosion des sols. Hauteur de pluie et forme des averses sont ensemble des facteurs clefs de l'érosion. La pluie contribue ainsi à la croissance de la végétation qui a une forte influence sur l'érosion et une influence indirecte également sur l'utilisation des terres dans un bassin versant. La pluie est essentiellement à l'origine de l'érosion par son impact sur les particules de sols qu'elle détache ainsi des matériaux de surface. Il s'ensuit par conséquent que l'intensité de la pluie est un facteur clé pour déterminer la quantité de sédiments arrachés au sol.

Une fois les particules détachées, la quantité de pluie qui ruisselle détermine le mouvement de sédiments des interfluves vers le réseau de drainage. Les autres facteurs climatiques exerçant une influence sur l'érosion des sols par la pluie et les ruissellements sont la température, les variations saisonnières des orages, leur localisation, leur fréquence et le régime des vents. L'influence du climat sur l'érosion est difficile à évaluer à cause des variations des paramètres climatiques, aussi bien que de celles des autres caractéristiques des bassins versants. La relation établie par Langbein et Schumm (1958) entre hauteur de pluie efficace et érosion spécifique, en utilisant les résultats de quelques stations de mesure aux Etats-Unis, est un instrument utile pour évaluer l'érosion des sols (fig.I.5).

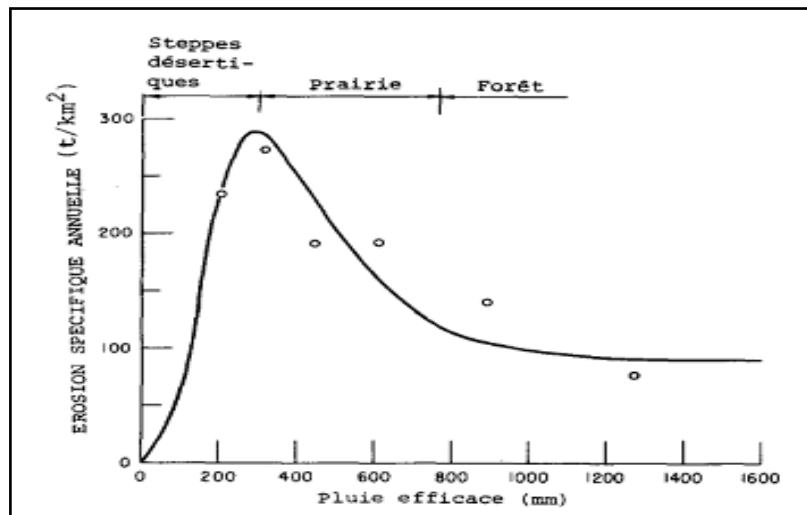


Figure I.5. Diagramme schématisant la variation de l'érosion spécifique en fonction du climat. (Langbein et Schumm, 1958).

## II.2.2 Facteurs topographiques

Les modifications des formes du terrain donnent un aperçu des facteurs topographiques agissant sur l'érosion. Les facteurs topographiques essentiels sont la pente du bassin versant, le relief, la densité de drainage, l'importance des vallées et des plaines d'inondation, l'orientation et la taille.

Les fortes pentes avec un écoulement rapide sont en général à l'origine d'une érosion excessive dont l'importance dépend de la géologie, des sols et de la protection de la couverture végétale. Le relief d'un bassin versant, communément défini par le gradient de pente (dénivelée entre point haut et point bas divisée par la distance en ligne droite entre ces deux) a été utilisé par Schumm et Hadley (1961), cherchant une relation entre ce facteur et l'érosion spécifique comme indiqué par la figure I.6, cette relation a été établie à partir de mesures faites sur 59 bassins versants des Montagnes Rocheuses aux Etats-Unis.

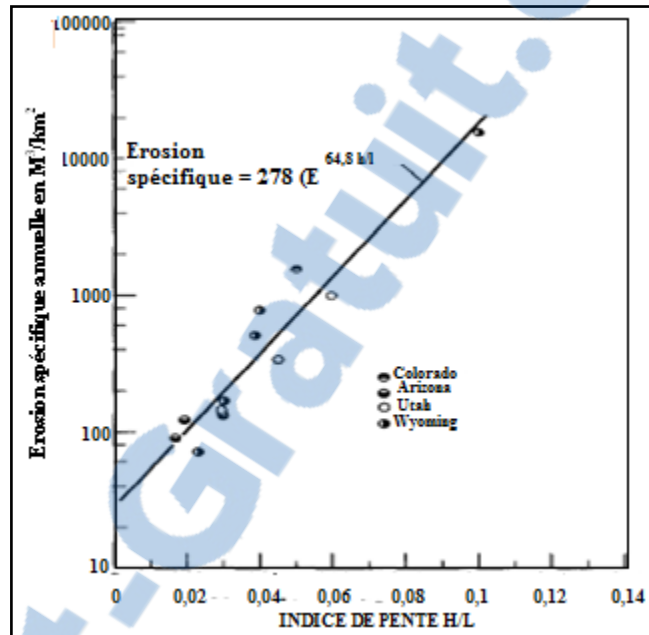


Figure I.6. Exemple de relation entre l'indice de pente moyenne et l'érosion spécifique en fonction du climat. (Schumm et Hadley, 1961).

Cette relation est considérée comme un essai d'analyse de l'effet du relief sur l'érosion en zone semi-aride. L'orientation d'un bassin versant influence l'érosion. Dans l'hémisphère Nord, les versants exposés au Sud s'érodent plus rapidement que ceux exposés au Nord. Ceci s'explique en grande partie par les différences de végétation. Cela est dû à de plus grandes variations de la température de l'eau et du sol sur les pentes versants au Sud avec des alternances plus fréquentes de gel et de dégel.

### II.2.3 Facteurs géologiques et pédologiques

Ce sont les facteurs géologiques relatifs aux roches de surface qui sont importants en matière d'érosion. Si les roches sont exposées à la pluie, au vent et aux forces de gravité, il peut y avoir désagrégation. Les roches les plus résistantes et les formations cohérentes produisent peu de sédiments.

Les dépôts alluviaux peuvent être cités comme très érodables. Nous pouvons citer quelques exemples d'érosion géologique : glissement de terrain avec chute de roches au bord des falaises, coulées de débris et avalanches dues à la rupture des roches et à une compacité plus faible.

Dans certaines régions, toutes les formations géologiques peuvent être recouvertes d'alluvions ou de roches altérées qui sont des matériaux sensibles à l'érosion. On considère le sol comme de la roche ayant subi une altération chimique ou physique et, dans bien des cas, mélangée à de la matière organique. A l'échelle mondiale, les sols présentent des caractéristiques très diverses et ont des profils variés selon les relations des caractéristiques hydrologiques et physiques.

Les principales caractéristiques des sols qui permettent de déterminer le degré de sensibilité à l'érosion hydrique sont les suivantes : la profondeur, la porosité, la granulométrie, la teneur en matière organique (FAO, 1996), la nature minéralogique des argiles (Auzet, 1987), l'infiltrabilité et la cohésion (Mériaux, 1961). Les sols de la région méditerranéenne sont souvent peu profonds sauf ceux situés sur des formes géomorphologiques d'accumulation ou des sables. Or la résistance à l'érosion hydrique est plus faible pour les sols superficiels que pour les sols profonds (Ryan, 1982), car dès que le sol peu épais est saturé par la pluie, il y a glissement du terrain, même sur des pentes très faibles. Plus de 60% des sols méditerranéens comportent des fragments de roches dans l'horizon superficiel (Poesen, 1990). Ces fragments réduisent l'érodibilité : protection contre l'impact des gouttes de pluies et diminution de la vitesse de ruissellement réduisant sa capacité de détachement et de transport (Poesen *et al.*, 1994). La suppression de cette couverture caillouteuse peut augmenter l'érosion d'un tiers (Evenari *et al.*, 1982).

Mais une fois le ruissellement déclenché, il cause une turbulence et accroît la perte en terre. Il augmente le cisaillement de ruissellement et les pertes de terre si le sol est encrouté (Roose, 1994).

De même les conditions climatiques engendrent une teneur en matière organique relativement faible dans les sols méditerranéens qui sont donc très sensibles au processus d'érosion hydrique (Ozden et Sonmez, 1998).

#### **II.2.4 Couvert végétal**

La végétation qui couvre le sol des interfluves est une des variables à dépendances multiples, essentielle pour l'érosion, puisqu'elle dépend de la pluie, des sols et de la topographie. Un bon couvert végétal limite l'érosion en dissipant l'énergie de la pluie, il tente à ralentir la vitesse de l'eau de ruissellement en permettant une meilleure infiltration et s'oppose à toutes les formes d'érosion. L'efficacité du couvert végétal contre l'érosion hydrique n'est pas toujours la même (Duchaufour, 1970). La végétation protège le sol de l'impact des gouttes de pluie tant que le couvert végétal est continu, les phénomènes érosifs sont modestes malgré l'agressivité des pluies, la fragilité des sols et la déclivité du relief. Sous cultures, les risques d'érosion varient dans une très large mesure en fonction du type de plante, du rythme de croissance et des techniques

culturelles qui leur sont associées (Roose, 1984). On peut prouver l'importance de l'utilisation des sols et de la couverture végétale par les résultats des tests d'érosion des sols sur des terrains portant différentes couvertures végétales menés en Tanzanie (fig.I.7, reproduite d'après Staples, 1938).

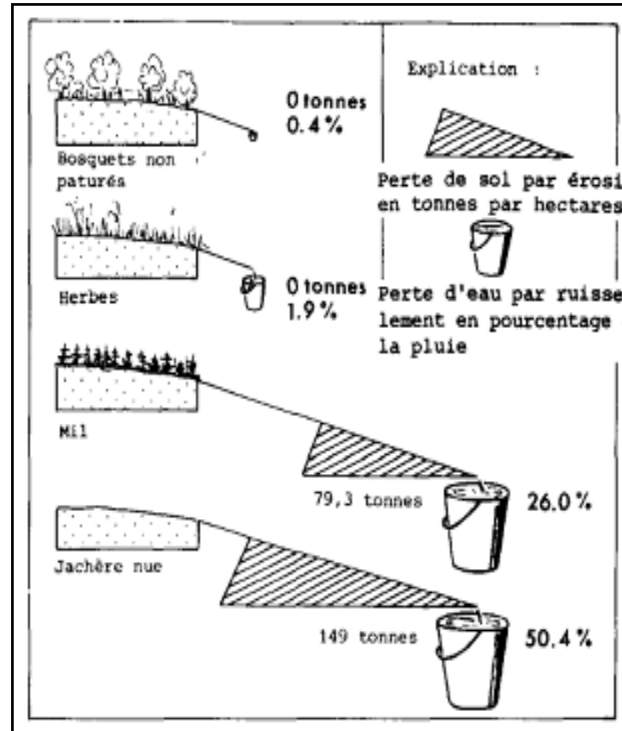


Figure I.7. Résultats des essais d'érosion des sols sur un terrain portant différentes couvertures végétales à MPWAPWA, Tanzanie. Résultats de Staples, 1938 (d'après Rapp-Berry-Temple, 1973).

#### II.2.4.1 Influence du couvert végétal et des résidus des cultures

L'écoulement de surface est influencé par la couverture végétale et le type de sol. La litière et les végétations rampantes sont plus efficaces que la canopée des plantes dressées pour favoriser l'infiltration des pluies car elle protège la surface du sol contre la destruction des agrégats par l'énergie des gouttes de pluie (Roose, 1994 in Boughalem, 2013).

Par ailleurs, l'ensemble formé par les tiges, les feuilles et les racines dirige les eaux de pluie vers des lieux d'infiltration préférentielle (Gallien *et al.*, 1995). De même, les résidus de récolte créent une rugosité pérenne qui freine la propagation du ruissellement et favorise l'infiltration de l'eau dans le sol (Gascuel-Oudou et Heddadj, 2000). La rugosité du sol dépend du nombre de tiges par mètre carré. C'est ainsi qu'une couverture végétale formée d'herbacée à tiges nombreuses est plus efficace pour protéger le sol contre le ruissellement que des arbres (Mazour, 2004).

#### **II.2.4.2 Effets de systèmes de cultures**

Le système de culture peut être défini comme l'ensemble constitué par la succession des cultures sur une parcelle et les techniques culturales qui sont appliquées. C'est le facteur le plus important où l'homme peut intervenir pour protéger et améliorer la productivité de la ressource en sol (Morsli *et al.*, 2004).

Des pratiques agricoles trop intensives ou trop peu respectueuses de l'environnement sont ainsi responsables de la dégradation du sol et de la perte de sa biodiversité. Des labours fréquents, et notamment des labours profonds, perturbent les organismes du sol (macrofaune, mésofaune, microorganismes), réduisent le stock de matière organique (principale source d'énergie pour les habitants du sol) et bouleversement de la structure, l'aération, la compacité, la texture, le pH ou la composition du sol, modifiant ainsi son fonctionnement (Boughalem 2013).

Sur une parcelle, la mise en œuvre d'un système de culture détermine au cours du temps une évolution cyclique des états de surface et de l'occupation du sol. Chaque système de culture implique une répétition d'opérations culturales qui induisent des discontinuités dans l'évolution des propriétés physiques des sols et qui fixent pour chaque culture un calendrier d'occupation et de recouvrement des sols (Lawani., 2012). De part ces actions, l'exploitant agricole peut donc contribuer à l'accélération ou au contraire au ralentissement de la dégradation superficielle des sols.

### **III. Formes d'érosion hydrique**

Les gouttes de pluie heurtant un sol nu détachent des particules qui sont éjectées dans toutes les directions, c'est un phénomène connu de longue date (De Ploey et Savat, 1968). Le ruissellement, est donc les forces érosives, sont d'autant plus importantes que la pente du terrain est grande, que le taux d'humidité du sol est élevé et que l'intensité de la pluie est forte.

La résistance des terres à l'érosion dépend essentiellement de la texture du sol (forces de cohésion, taille des grains,...) et couvert végétal. La relation entre forces érosives et forces résistantes est influencée par les pratiques culturales (désherbage chimique, enherbement, labours et griffage,...) et par l'occupation du sol.

#### **III.1 L'érosion de rejaillissement**

C'est l'érosion élémentaire causée par le choc des gouttes de pluies (effet de Splash) (fig.I.8) qui a ainsi une incidence considérable sur l'érosion, la modification des propriétés physiques de la surface du sol et la qualité des eaux de ruissellement (Leguedois, 2003). Ce phénomène conduit à la désagrégation mécanique par quatre processus :

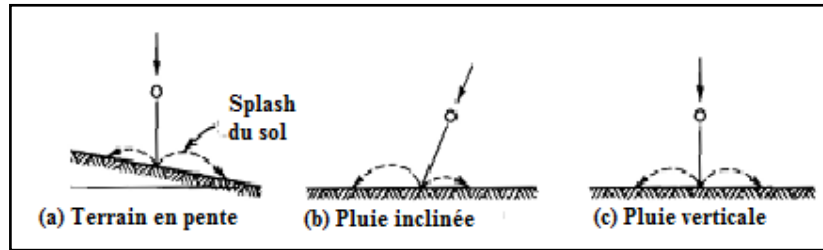


Figure I.8. Effet de rejaillissement (phénomène de Splash par ces différents mouvements Kohnke et Bertrand 1959).

a/ L'éclatement, correspondant à la désagrégation par compression de l'air piégé lors de l'humectation. L'intensité de l'éclatement dépend entre autres, du volume d'air piégé, donc de la teneur en eau initiale des agrégats et de leur porosité.

b/ Le gonflement différentiel : Ce phénomène intervient suite à l'humectation et la dessiccation des argiles, entraînant des fissurations dans les agrégats. L'importance de ce mécanisme dépend en grande partie de la teneur et de la nature de l'argile des sols.

c/ La dispersion physico-chimique : Elle correspond à la réduction des forces d'attraction entre particules colloïdales lors de l'humectation. Elle dépend de la taille et la valence des cations (particulièrement du sodium) pouvant lier les charges négatives dans le sol.

d/ La désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie (Détachement par splash) : l'impact des gouttes de pluie par ces différentes trajectoires figure (I.8) (Kohnke et Bertrand 1959) peut fragmenter les agrégats et surtout détacher les particules de leur surface. Ce mécanisme intervient en général conjointement aux autres mécanismes cités précédemment et nécessite une pluie d'une certaine énergie qui est variable selon les sols. L'énergie cinétique des gouttes n'est plus absorbée mais est transformée en force de cisaillement qui provoque le détachement.

La taille et l'impact des gouttes sont des facteurs importants dans ce processus de destruction et d'arrachement (éclaboussement par effet splash).

L'énergie d'une seule goutte de pluie cause une érosion par éclaboussement ou rejaillissement qui peut déplacer les particules sur quelques dizaines de cm, la distance dépendant de la masse des particules et de l'angle d'incidence des gouttes de pluies par rapport à la surface. La masse de sol détachée peut être de l'ordre de plusieurs dizaines de tonnes par hectare et par an.

### III.2 Erosion en nappe, aréolaire ou laminaire

C'est le stade initial de la dégradation des sols par érosion. Cette érosion en nappe entraîne la dégradation du sol sur l'ensemble de sa surface, autrement dit c'est une forme d'érosion diffuse. De ce fait, elle est peu visible d'une année à l'autre (Voir fig.I.9, photos prises dans le bassin versant du Meffrouche).





Figure I.9. Première phase d'érosion en nappe  
(Photos prises par Morsli et Kazi après une averse d'automne 2018).

Le signe le plus connu de l'érosion en nappe est donc la présence de plages de couleur claire aux endroits les plus décapés. Egalement, il y a un autre symptôme de l'érosion en nappe, c'est la remontée des cailloux en surface par les outils de travail du sol. Les paysans disent que "les cailloux poussent". Il s'agit en réalité d'une fonte de l'horizon humifère et d'un travail profond du sol qui remonte en surface les cailloux (Dahmani, 2011). Après quelques pluies, les terres fines sont entraînées par les pluies, tandis que les cailloux, trop lourds pour être emportés, s'accumulent à la surface du sol (Poesen, 1983).

### III.3 Erosion linéaire

Lorsque l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration de la surface du sol, il se forme d'abord des flaques, ensuite ces flaques communiquent par des filets d'eau et lorsque ces filets d'eau ont atteint une certaine vitesse, 25 cm par seconde d'après Hjulström (1935), ils acquièrent une énergie propre qui va créer une érosion limitée dans l'espace par des lignes d'écoulement. Cette énergie n'est plus dispersée sur l'ensemble de la surface du sol, mais elle se concentre sur des lignes de plus forte pente. L'érosion linéaire est donc un indice que le ruissellement s'est organisé, qu'il a pris de la vitesse et acquis une énergie cinétique capable



d'entailler le sol et d'emporter des particules de plus en plus grosses : non seulement des argiles et des limons comme l'érosion en nappe sélective, mais des graviers ou des cailloux et même des blocs. L'érosion linéaire est exprimée par tous les creusements linéaires qui entaillent la surface du sol suivant diverses formes et dimensions (griffes, rigoles, ravines, etc.). Le tableau I.3, montre les différentes formes de l'érosion linéaire :

Tableau I.3. Formes d'incision dues à l'érosion linéaire.

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

Le traitement de l'érosion linéaire a fait l'objet de manuels très documentés (Hudson, 1973; Gray et Leiser, 1982; Cemagref, 1987; Geyik, 1986; Heusch, 1988) et de très nombreux articles spécialisés (Boiffin *et al.*, 1986; Watson *et al.*, 1996; Govers, 1987; Govers *et al.*, 1990 ; Laflen, 1991; Meunier, 1989; Poesen, 1989).

La ravine est une rigole approfondie où se concentrent les filets d'eau. Cette érosion par ruissellement concentré ou érosion de thalweg peut se produire même dans des régions à faible pente (de l'ordre de 1% dans les thalwegs et 2% sur les versants qui les alimentent) et pour des épisodes pluvieux de faible intensité (Souchere *et al.*, 1995). Le ravinement constitue un stade avancé de l'érosion linéaire. Il y en a trois processus de ravinement (fig.I.10) :

a/ Dans la nature, on observe le plus souvent des ravines en forme de V qui s'impriment dans un matériau homogène, plus ou moins meuble, sablo-argileux, argileux, marneux ou schisteux. Les versants de ces ravines évoluent par altération de la roche : en saison froide par alternance de gelées et de soleil, en saison chaude, par alternance de périodes sèches et d'averses. On observe en milieu méditerranéen une altération des marnes et de schistes qui peut atteindre 4 à 10 mm par an. L'enfoncement a lieu lors des averses exceptionnelles. Une à deux averses par an suffit pour dégager toutes les particules accumulées durant l'année au fond de la ravine et pour entailler le fond de la ravine par abrasion des matériaux que le ruissellement charrie.

b/ Un deuxième type de ravines en U s'observe fréquemment dans la nature sur des matériaux hétérogènes. Soit elles ont un fond constitué de matériaux très résistants : lors des crues exceptionnelles le canal va donc s'élargir latéralement par effondrement. Soit, la couche de résistance se trouve en surface, le ruissellement creuse alors profondément le matériau jusqu'à atteindre une nappe d'eau temporaire ou permanente qui va exercer une poussée latérale sur le bas du versant jusqu'à ce que celui-ci s'effondre (sapement de berges).

c/ Il existe une troisième forme de ravinement encore plus difficile à traiter : l'érosion en tunnel (tunneling). Elle peut se développer sur des pentes faibles, dans un matériau fissuré en surface, soit sur des sols riches en argiles gonflantes (vertisols, sols bruns tropicaux, etc...), soit sur des marnes riches en gypse ou en d'autres minéraux solubles (fréquent dans le bassin méditerranéen). Lors des orages de fin de saison sèche, les eaux pénètrent dans ces sols fissurés jusqu'à la roche altérée, ruissellent dans ces fissures jusqu'en bas de pente où elles peuvent former des ravines régressives. Les fissures du sol dans lesquelles s'engouffre le ruissellement hypodermique vont se transformer progressivement en tunnels, lesquels s'effondrent et forment des ravines régressives qui peuvent progresser de quelques dizaines de mètres au cours des grosses averses. Seul, le labour en sec peut colmater ces fissures et forcer l'eau à mouiller toute la masse de sol sans s'infiltrer préférentiellement dans les méga porosités.

L'érosion par ravinement est la forme culminante de l'érosion du sol. Les dégâts causés sont d'autant plus importants que la stabilisation et la réparation de cette forme d'érosion sont les plus coûteuses de tous les travaux de lutte contre l'érosion. L'approfondissement des ravines remonte du bas vers le haut de la pente (érosion régressive).

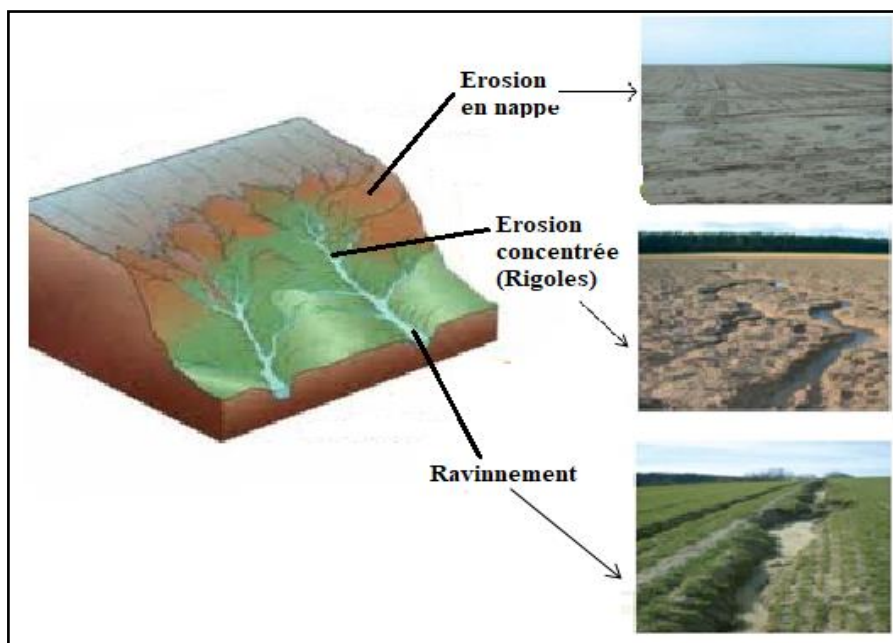


Figure I.10. Différents formes d'érosion hydrique.

### III.4 Erosion en masse

L'érosion concentrée quant à elle correspond plutôt au caractère linéaire des flux de matière. Les ravines sont, par exemple, le résultat de ce type d'érosion (Rouet, 2009). Les chutes de blocs et les écroulements rocheux sont aussi des mécanismes générant le phénomène de l'érosion (fig.I.11). Le terme chute est utilisé pour des éléments tombant isolément ou en groupe (Flageollet, 1989). Lorsqu'il s'agit de la chute soudaine d'une masse de plus d'un mètre cube, on

parle plutôt d'un écroulement (Antoine et al. 2000, Flageollet, 1989). Suite à une chute, l'entassement des pierres et des blocs est nommé éboulis.



Figure I.11. Schéma d'érosion en masse

Les mouvements de masse et les mouvements de terrain désignent les mêmes phénomènes d'érosion. Ces termes sont employés pour représenter une multitude de phénomènes très diversifiés et complexes qui résultent souvent de l'addition de plusieurs mécanismes. Les volumes de matériaux (quelques mètres cubes à plusieurs millions de mètres cubes), la cinématique (lente à rapide) et l'influence des facteurs externes (gravité, événement météorologique) sont des facteurs de contrôle des mécanismes. Ce phénomène est donc abordé de manière très générale (Léone, 1996). Afin d'apporter plus de précisions aux mouvements de masse, des familles de mouvements ont été créées : les mouvements à déformation diffuse et les mouvements avec surface de rupture. Pour définir la composante principale du déplacement qui s'effectue horizontalement, la notion de glissement de terrain est employée. Un déplacement qui s'exécute plutôt à la verticale est nommé affaissement (Antoine *et al.*, 2000).

### **Conclusion**

Ce chapitre constitue une synthèse du phénomène d'érosion en général. C'est un fait universel étudié par plusieurs chercheurs à travers le monde et qui l'attribuent à une cause naturelle. Plutard, on a remarqué une aggravation de cet évènement dû principalement à l'action anthropique (déforestation, industrie, urbanisation, agriculture...). D'autre part le phénomène d'érosion est accéléré en zones arides et semi-aride, le changement brusque de température suivie des orages violents, l'absence de la végétation font prospérer l'énergie cinétique des pluies.

# *CHAPITRE II*

## **Transport solide**

## I. Introduction

Dans les cours d'eau, nous distinguons essentiellement deux types de transport, chacun régi par une dynamique propre :

\* le charriage : il transporte les éléments les plus grossiers près du fond, par roulement, voir par des petits sauts.

\* la suspension : ce mode de transport concerne les éléments les plus fins, qui sont maintenus en suspension dans la colonne d'eau sous l'effet de la turbulence.

Par définition, l'écoulement d'eau sur un fond mobile peut se charger de sédiments (particules solides), un mélange eau-sédiments se déplace ensuite le long du cours d'eau. Ce mouvement des sédiments- érosion, transport, déposition- modifie l'écoulement, mais aussi le fond du lit, donc sa cote, sa pente et sa rugosité. L'interaction entre l'eau et les sédiments conduit à un problème couplé. Le transport (total) des sédiments par l'eau est l'ensemble du transport (de particules) solide qui passe par une section du cours d'eau.

On classe habituellement (un peu artificiellement) le transport de sédiments en différents modes correspondant à des mécanismes physiques de base relativement distincts.

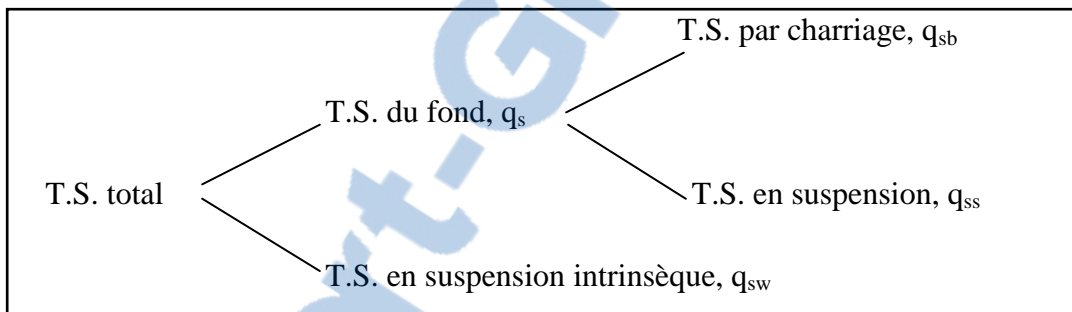


Figure II.1. Mode de transport des sédiments (T.S)

Dans un cours d'eau, les sédiments (Phase solide) sont transportés :

*i)* Par charriage (bed load),  $q_{sb}$ , débit solide volumique par unité de largeur ( $m^2/s$ ), si les particules restent en contact étroit avec le fond, elles se déplacent en glissant, roulant ou sautant (brièvement), ce mode de transport concerne les particules relativement grandes,

*ii)* En suspension (suspended load),  $q_{ss}$  si les particules restent occasionnellement en contact avec le fond, elles se déplacent par bonds (assez longs) et restent souvent entourées d'eau, ce mode de transport concerne les particules relativement fines,

*iii)* En suspension intrinsèque (wash load),  $q_{sw}$ , si les particules ne sont jamais en contact avec le fond, elles se déplacent en étant emportées par l'écoulement, ceci concerne les particules relativement très fines.

## II. Mouvement des sédiments dans le réseau de drainage

On peut distinguer les sédiments cohérents et non-cohérents. Les sédiments cohérents reposant sur le fond ou dans les berges sont consolidés par des liens électrostatiques ou chimiques qui opposent une résistance aux forces d'érosion. Une fois en mouvement, cependant, ils perdent dans une certaine mesure ces liens et peuvent devenir non-cohérents après avoir poursuivi leur mouvement, la taille des sédiments cohérents est en général inférieure à 0,06 mm mais sans que cette limite soit précise. Les sédiments non-cohérents sont constitués de particules de plus grande taille dont les mouvements sont déterminés par les propriétés physiques de chaque particule et par les forces hydrodynamiques appliquées. Parfois, le lit du cours d'eau est composé d'un mélange hétérogène des deux types de sédiments. La taille des particules est en rapport direct avec l'aptitude à être transportés, les tailles vont d'un diamètre équivalent de plus de 2 mètres (très gros rocher roulant dans le lit des torrents de montagne) jusqu'à moins de 0,0005 millimètres (argile très fine restant presque indéfiniment en suspension sans flocculer).

La forme des particules est un facteur qui a une influence sur le volume du transport solide. Les particules de schistes ou d'ardoise par exemple reposent sur le fond, orientées de façon à offrir le minimum de prise au courant. Cela veut dire que pour une telle particule la force tractrice n'est pas la même que pour une particule plus arrondie de même volume, les caractéristiques du mouvement s'en trouvant modifiés.

Les sédiments que l'on observe à l'exutoire d'un bassin versant proviennent de l'érosion des pentes du bassin puis du transport des particules (figure II.2). On peut généralement distinguer l'érosion et le transport des particules observés :

- (i) sur les pentes du bassin versant,
- (ii) dans le lit de la rivière et de ses affluents.

La description des phénomènes érosifs à l'échelle de la parcelle peut être réalisée de manière déterministe, en décrivant les processus physiques mis en jeu à l'échelle de la particule. En revanche, le transfert à l'échelle du bassin versant est assez compliqué à mettre en œuvre. Si les processus élémentaires restent les mêmes, la variabilité spatiale des sols et des processus hydro-climatiques rendent difficile la description distribuée des processus à cette échelle (Mano 2008)



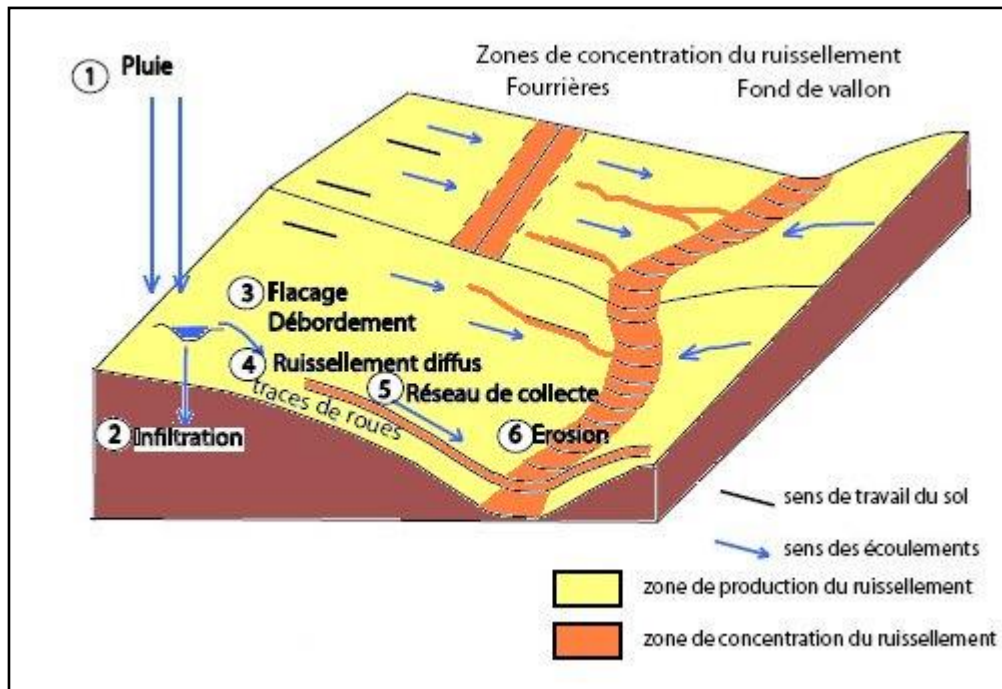


Figure II.2. Synthèse des principaux processus conditionnant le transport de sédiments en suspension sur le bassin versant.

### A. Lacs et retenues

A l'endroit où le cours d'eau pénètre dans le lac ou la retenue, la vitesse d'écoulement diminue. Il en résulte une diminution de la compétence du courant et un dépôt de sédiments sous la forme d'un delta. Les matériaux les plus grossiers se déposent en premier et il peut se faire que les matériaux très fins traversent le système si le temps de résidence dans le lac ou la retenue n'est pas trop grand. Le dépôt de sédiment entraîne une réduction de la capacité du lac ou de la retenue, ce qui pose un problème supplémentaire aux ingénieurs chargés des approvisionnements en eau, qui comptent sur la capacité des réservoirs pour la stocker pendant le cycle pluviométrique annuel. La durée de vie de bien des réservoirs actuellement en construction est estimée à environ 70 ou 100 ans en ce qui concerne la sédimentation (Unesco 1986).

### B. Plaines d'inondation

La teneur en sédiments s'accroît avec l'écoulement et en période de crue il y a généralement de grandes quantités de matériaux mis en suspension. Ceci est particulièrement vrai dans les biefs les plus bas et les plus plats du réseau de drainage. Au cours des événements extrêmes, les fleuves débordent par-dessus leurs berges et un écoulement de débordement se forme, adjacent à l'écoulement du fleuve dans son lit. La résistance hydraulique des plaines d'inondation est en général supérieure à celle du chenal lui-même et cela entraîne une diminution de la vitesse du courant qui se traduit à son tour par le dépôt d'une partie ou de la totalité des sédiments fins en suspension.

Les dépôts des plaines d'inondation peuvent être dommageables à l'environnement si les routes et les chemins de fer sont rendus inutilisables, mais ils sont en général bénéfiques pour les terres agricoles du fait du dépôt en surface d'un sol riche (qui en est la conséquence).

### **C. Estuaires**

Les mouvements des sédiments dans les estuaires sont influencés en plus par le mouvement périodique des marées et par l'alternance de milieux en eau douce et en eau salée. Le dépôt d'alluvions fines est courant dans les estuaires et c'est la cause d'une réduction de la section en travers du lit. Il peut en résulter à l'amont des cotes d'inondation supérieures ou encore des difficultés de navigation dues à la diminution des profondeurs d'eau dans l'estuaire. L'analyse du difficile problème de la sédimentation dans les estuaires est entreprise plus loin (Schumm, 1963).

## **III. Transport en suspension**

Le transport en suspension concerne les éléments plus fins placés dans un écoulement turbulent. En eau calme, les particules tombent sous l'action de leur poids à une vitesse  $W_c$  appelée vitesse de chute d'une particule. Lorsque la composante verticale de la vitesse d'écoulement  $U_z$  est supérieure à la vitesse de chute, la particule est mise en suspension et se déplace à la vitesse de l'écoulement.

### **III.1. Mesure des concentrations en suspension**

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

#### **III.1.1 Mesure de la turbidité**

Les premiers turbidimètres sont apparus au cours des années 60 et ils n'ont que peu évolué d'un point de vue technologique jusqu'au début des années 80. Depuis, la mesure a été rendue plus fiable, en s'affranchissant des interférences liées à la mesure de turbidité telles que la couleur des sédiments ou de la lumière ambiante. Le principe de mesure repose sur la diffusion d'une source lumineuse par les particules en suspension. La source lumineuse peut être de la lumière blanche ou du proche infra-rouge (860 à 890 nm) (Sadar, 2002). On distingue principalement trois types de turbidimètre, qui se distinguent les uns des autres par l'angle selon lequel ils mesurent la lumière diffusée (fig.II.3 et tableau II.1). Les systèmes OBS (Optical Backscatter Sensor), mesurent la lumière rétro-diffusée par le volume de mesure. Les mesures par néphélogéométrie mesurent la lumière diffusée à  $90^\circ$ . Finalement, bien que moins courant pour des sondes de terrain, on trouve des appareils mesurant la lumière transmise par le volume d'eau (Downing, 2005 ; Downing, 2006).



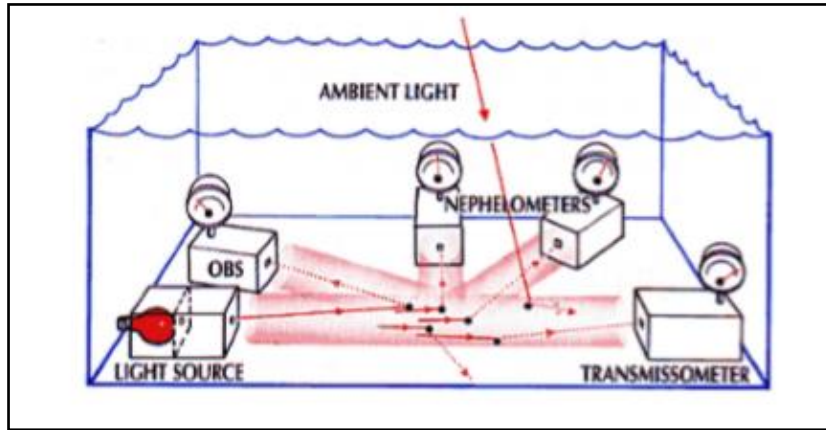


Figure II.3. Méthodes de mesure de la turbidité.

Tableau II.1. Méthodes de mesure de la turbidité.

Type de mesure	Caractéristiques et Applications	Unité de mesure
Néphélogétrie simple	Turbidimètre en lumière blanche. Mesure de la lumière diffusée à 90° - Compatible avec la norme EPA 180.1 pour les mesures de faibles turbidités	NTU <sup>(1)</sup>
Néphélogétrie améliorée en lumière blanche	Idem mais avec des mesures de la lumière diffusée sous d'autres angles pour minimiser les interférences. Utilisable pour des concentrations faibles ou fortes.	NTU
Néphélogétrie proche infrarouge	Turbidimètre dans le proche infra-rouge (860-890 nm). Mesure de la lumière diffusée à 90°. Moins sensible à la couleur des particules et bien adaptée aux faibles concentrations. - Compatible avec la norme ISO 7027	FNU <sup>(2)</sup>
Néphélogétrie améliorée en proche infrarouge	Idem mais avec des mesures de la lumière diffusée sous d'autres angles pour minimiser les interférences et augmenter la gamme de mesure.	FNU
OBS	Mesure de la lumière rétro-diffusée. Peut être améliorée en ajoutant une mesure néphélogétrie. Fréquemment utilisée dans les sondes de terrain et bien adaptée à la mesure des fortes concentrations.	FNU <sub>OBS</sub> ou $gl^{-1(3)}$
Atténuation	Mesure de la lumière transmise. Plus sensible aux interférences et adaptée aux turbidités moyennes.	FAU

<sup>(1)</sup> : NTU = Nephelometric Turbidity Unit,

<sup>(2)</sup> : FNU = Formazin Nephelometric Unit

<sup>(3)</sup> :  $gl^{-1}$  = équivalent de la turbidité en  $gl^{-1}$ ; calibration constructeur

<sup>(4)</sup> : FAU = Formazin Attenuation Unit

### III.1.2 Mesure de la concentration

De nombreuses études (Gippel, 1995., Riley, 1998., Lenzi et Marchi, 2000., Brasington et Richards, 2000., Sadar, 2002., Eads et Lewis, 2002., Downing, 2005, 2006) ont montré la capacité des turbidimètres à estimer de manière indirecte les concentrations en sédiment en suspension dans les rivières. Cette méthode de mesure nécessite d'établir une relation entre les valeurs de turbidité mesurées et les concentrations en sédiment en suspension. Cette relation est obtenue par des mesures simultanées de concentration par prélèvement et de turbidité. Ces mesures doivent être réalisées aussi bien pour des faibles concentrations qu'au cours d'évènements présentant des concentrations élevées, afin

d'obtenir une relation sur l'ensemble de la gamme des concentrations observables. La mesure en continu de la turbidité peut ensuite être convertie en chronique de concentrations à l'aide de cette relation.

### **III.1.3 Mesure acoustique (Thorne *et al.*, 1991)**

Cette méthode a été testée en laboratoire pour des concentrations comprises entre 0.01 et 1  $\text{gl}^{-1}$ . Un train d'ondes acoustiques court ( $\approx 10\text{ms}$ ) et de fréquence élevée (entre 1 et 5 MHz) est envoyé dans un volume d'eau chargé en MES. Le signal va être absorbé, transmis ou réfléchi. La composante réfléchie est mesurée à l'aide d'un capteur en surface. L'intensité et le temps de retour de l'écho sont fonctions de la concentration et de la granulométrie des MES, ainsi que de la fréquence du train d'onde émis. En faisant varier la fréquence d'émission, on peut alors remonter à la distribution granulométrique ainsi qu'à la concentration en MES dans le volume d'eau sondé. De plus, on obtient un profil vertical sur environ 1 ou 2 m de profondeur, selon la profondeur de pénétration des ondes dans le milieu. Cependant, la valeur de la concentration mesurée est une valeur relative par rapport à la concentration en surface, qu'il faut connaître indépendamment. De plus, ce système nécessite une calibration très précise dans un milieu parfaitement uniforme, souvent difficile à obtenir, même en laboratoire.

### **III.1.4 Mesure laser**

Un rayon laser est envoyé dans un échantillon dans lequel les particules en suspension vont diffuser, absorber ou réfléchir le faisceau (Phillips et Walling, 1995 ; Thonon *et al.*, 2005). Un ou plusieurs capteurs permettent de mesurer la diffusion du rayon et d'en déduire la concentration de l'échantillon. Ce type de mesure ne s'applique pas à des échantillons dont la concentration excède 5  $\text{gl}^{-1}$  et se révèle onéreuse. On peut également citer un principe de mesure consistant à faire tourner une source laser focalisée autour d'un échantillon. On mesure le temps de retour du rayon selon plusieurs angles, pour en déduire la concentration, ainsi que la granulométrie de l'échantillon. On mesure ainsi des concentrations dans une gamme comprise entre 10 et 50  $\text{gl}^{-1}$ . Lorsque la concentration est inférieure à 10  $\text{gl}^{-1}$ , le temps de réflexion devient trop long et la mesure est faussée. De plus, l'appareil de mesure se révèle être assez cher.

### **III.1.5 Mesure nucléaire**

On mesure ici l'atténuation en rayons X ou  $\gamma$  d'une source de radiation, en transmission et en réflexion (McHenry *et al.*, 1970., Welch et Allen, 1973). Ce type de mesure s'applique dans une gamme de 0.5  $\text{gl}^{-1}$  à 12  $\text{gl}^{-1}$ . Le temps de réponse est de l'ordre de 3 à 5 min, ce qui limite la fréquence d'observation et la réactivité du système à des variations rapides. De plus, la calibration s'avère difficile à réaliser et doit être reconduite fréquemment. L'intrusion d'une source de radiation dans un milieu naturel nécessite une licence, ce qui complique encore la mise en œuvre de ce type de mesure.

### III.1.6 Mesure par densimétrie

La densité du fluide chargé en sédiment est mesurée afin d'en déduire sa concentration. Parmi les différentes méthodes, on peut citer la mesure de densité à l'aide d'un capteur de pression (Lewis et Rasmussen, 1999 ; Tollner *et al.*, 2005) ou au moyen d'un tube vibrant placé dans l'écoulement. La fréquence de vibration du tube est directement liée à la densité de l'eau, elle-même fonction de la concentration en sédiment. Cependant, la fréquence des vibrations est également affectée par la température, ou par d'autres facteurs tels que les dépôts de débris sur le tube.

### III.1.7 Mesure par prélèvement-filtration-séchage-pesée

Un échantillon d'eau est prélevé dans la rivière à l'aide d'un seau ou d'un préleveur automatique. Idéalement, le prélèvement de l'échantillon doit se faire par pompage dans une crépine de faible diamètre, disposée dans l'axe du courant, avec une vitesse d'aspiration de l'ordre de celle du courant (Gautheron 1994). Or, il n'est pas toujours évident de mettre en place un tel dispositif sur le terrain. Il faut néanmoins éviter que l'angle entre la crépine et le vecteur vitesse de l'écoulement ne dépasse 90°, afin d'éviter de prélever à contre-courant.

La concentration est ensuite mesurée par filtration-séchage-pesée (norme AFNOR T90-105, 1994). En laboratoire, on homogénéise l'échantillon et on en prélève un volume V, en général compris entre 100 et 500 ml. On filtre alors ce volume sur un filtre pré-pesé (poids sec  $M_0$  en mg), de diamètre de pores 0.7  $\mu\text{m}$ . Le filtre est ensuite séché pendant 2 heures à 105°C. Il ne reste plus qu'à peser de nouveau le filtre sec (poids M en mg). La concentration  $C_s$  s'exprime alors en  $\text{gl}^{-1}$  de la manière suivante :

$$C_s = (M - M_0) / V \quad (\text{II.1})$$

Cette méthode de mesure est particulièrement simple. Mais l'analyse des échantillons en laboratoire prend du temps, notamment lorsque les concentrations sont importantes. De plus, les préleveurs automatiques comportent un nombre limité de flacons de prélèvement (24 en général). Par conséquent, la mesure des concentrations par prélèvement s'avère assez peu adaptée à un suivi des concentrations à pas de temps fin, inférieur à l'heure, ou à la mesure en temps réel.

Remarque : lorsque les concentrations deviennent trop importantes, il devient difficile de filtrer les échantillons. On préfère alors laisser décanter les MES dans une burette graduée. Pour déterminer la concentration, on mesure le volume d'eau de l'échantillon, puis le poids de MES après séchage.

### III.2 Modélisation du transport en suspension

#### III.2.1 Formules empiriques

En se basant sur une large base de données, les approches citées ci-après permettent d'estimer le taux de flux solide total sur un bassin versant.

##### III.2.1.1 Formule de la Sogréah

Basée sur les données de 30 bassins algériens, cette formule est donnée par la relation :

$$A_{SS} = \alpha E^{0.15} \quad (\text{II.2})$$

Avec :

$A_{SS}$  : Apport solide spécifique (T/km<sup>2</sup>/an),

$E$  : Ecoulement annuel (mm),

$\alpha$  : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol ;

Le tableau (II.2) donne les différentes valeurs de  $\alpha$  correspondant à la perméabilité du terrain.

Tableau II.2. Valeurs de  $\alpha$  en fonction de la perméabilité.

$\alpha = 8,5$	perméabilité élevée
$\alpha = 75$	perméabilité moyenne élevée
$\alpha = 350$	perméabilité faible à moyenne
$\alpha = 1400$	perméabilité faible
$\alpha = 3200$	impermeables

##### III.2.1.2 Formule de Tixeront

Les travaux réalisés sur 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens ont abouti à la relation suivante :

$$A_{SS} = 92 E^{0.21} \quad (\text{II.3})$$

( $A_{SS}$ ) et ( $E$ ) sont les mêmes paramètres précédents.

##### III.2.1.3 Formule de Fournier

Elle est définie par la relation suivante :

$$A_{SS} = \frac{1}{36} \left( \frac{P_m}{P_a} \right)^{2.65} \left( \frac{H_a^2}{S} \right)^{0.46} \quad (\text{II.4})$$

Avec :

$A_{SS}$  : Dégradation spécifique (T/km<sup>2</sup>/an),

$P_m$  : Précipitations mensuelles du mois le plus arrosé (mm),

$P_a$  : Précipitations moyennes annuelles (mm),

$H_a$  (m) : Dénivelée moyenne du bassin versant.  
 $S$  : Surface du bassin versant (km<sup>2</sup>),

### III.2.1.4 Formule de l'ANRH

Elle est définie par la relation suivante :

$$\text{Ass (T/km}^2 \text{ /an)} = 26.62I_L + 5.07I_P + 9.11C_T - 593.56 \quad (\text{II.5})$$

Avec :

$I_L$  : Indice lithologique (rapport de la surface occupée par la roche érodable et de la superficie du bassin),

$I_P$  : Indice pluviométrique (produit du pourcentage et de la fréquence des pluies supérieures à 20 mm),

$C_T$  : Coefficient de torrentialité (produit de la densité de drainage et de la fréquence des cours d'eau)

### III.2.1.5 Modèle puissance débit liquide/débit solide

Les matières solides transportées en suspension par les cours d'eau naturels s'avèrent difficile à quantifier (Graf, 2000 ; Asselman, 2000 ; Rovira et Battala, 2006). La concentration des sédiments en suspension  $C$  et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle puissance  $Y = aX^b$ , (Wood, 1977 ; Walling et Webb, 1981 ; Etchanchu et Probst, 1986) :

$$C = aQ_L^{b-1} \quad (\text{II.6})$$

Une autre relation empirique, communément appelée courbe du transport solide Cambell *et al.*, (1940), Crawford (1991), lie le débit solide au débit liquide :

$$Q_S = aQ_L^b \quad (\text{II.7})$$

Où :

$Q_S$  : Débit solide mesuré (kg.s<sup>-1</sup>),

$C$  : Concentration des matières en suspension (g.L<sup>-1</sup>),

$Q_L$  : Valeur du débit liquide (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>).

Proposée par Kennedy (1895 *in* Lefort 1992), la relation puissance qui relie le débit solide au débit liquide (où les paramètres  $a$  et  $b$  sont des coefficients) a été vérifiée pour la plupart des cours d'eau dans le monde. L'exposant  $b$ , fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins-versants Probst (1986), Vivian (1980) ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau Kattan *et al.*, (1987), varie généralement entre 1 et 2.

Enfin le bilan de la dynamique sédimentaire est évalué à partir de l'interpolation suivante :

$$A_S = \sum_1^N (t_{i+1} - t_i) Q_i C_i \quad (\text{II.8})$$

$A_S$  : Apport solide (t.an<sup>-1</sup>),  
 $t_{i-1} - t_i$  : Pas de temps (sec).

### III.2.1.6 Formule de Ludwig et Probst

En se basant sur les données de 58 bassins versants différents. En 1998, Ludwig et Probst ont proposé une formulation permettant d'exprimer le flux spécifique d'un bassin versant en fonction de paramètres adéquats :

$$A_{SS} = 0.02 \cdot L_e \cdot I \cdot R \quad (\text{II.9})$$

Où :

$(A_{SS})$  : Flux spécifique du bassin versant (T/km<sup>2</sup>/an),  
 $L_e$  : Ruissellement moyen (mm),  
 $I$  : Pente moyenne du bassin (exprimé en radians)

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{12} (\text{Pluie mensuelle moyenne appartenant à une période d'observation})^2}{(\text{Pluie inter-annuelle moyenne})}$$

Permettant de traduire la variabilité des précipitations à l'échelle de la saison.

### III.2.1.7 Formule de Meyer et Wischmeier

Meyer et Wischmeier (1969), cités par Gafrej (1993), confirment que l'érosion est surtout liée à deux processus : le splash et le ruissellement. L'érosion totale est la somme de deux termes DR (Détachement lié à la pluie) et DF (Détachement lié au ruissellement).

$$DR = B_1 \cdot C \cdot E \cdot I^2 \cdot D_X \quad (\text{II.10})$$

$$DF = B_2 \cdot C \cdot E \cdot P^{2/3} \cdot Q^{2/3} \cdot D_X \quad (\text{II.11})$$

Où :

DR et DF : Taux de détachement par unité de largeur sur un tronçon (kg.min<sup>-1</sup>m<sup>-1</sup>)  
 $B_1$  et  $B_2$  : Paramètres à caler,  
 $C$  : Coefficient relative à l'occupation du sol (exprimant l'influence des méthodes culturales et de la régie des sols et des cultures sur les pertes de sol par érosion),  
 $E$  : Index d'érosion (t.ha<sup>-1</sup>),  
 $I$  : Intensité des précipitations (mm/h),  
 $P$  : Pente du versant (pente de chaque versant du bassin),  
 $Q$  : Débit du ruissellement sur un tronçon linéaire (m<sup>2</sup>/s),  
 $D_X$  : Longueur du pas d'espace (m).

Cette formule permet d'exprimer le taux d'érosion à l'échelle d'un évènement.

### III.2.2 Modèles conceptuels à l'échelle d'un bassin versant

Ces modèles se basent sur des mécanismes physiques, ils comprennent des paramètres utilisés qui n'ont pas de signification physique et ne sont donc pas mesurables. Il conviendra donc de les caler, de manière à décrire au mieux le milieu étudié.

#### III.2.2.1 Modèle de Negev

Negev, 1967 est l'un des premiers modèles qui a introduit la notion de « stock » dans le cadre du modèle conceptuel de transfert des particules à l'échelle du bassin versant. Des améliorations ont été apportées pour arriver à sa version actuelle décrite par Bicknell et al., 1997 (utilisé dans le modèle HSPF), qui comporte un réservoir sol, et un réservoir qui représente le stock des sédiments disponibles détachés par la pluie.

Le sol alimente le réservoir de stockage sous l'action des pluies :

$$D = k_1(1 - C).P.R^{JR} \quad (II.12)$$

Où :

D : Masse de sédiments détachés (t.ha<sup>-1</sup>),

k<sub>1</sub> et JR : Paramètres dépendant des caractéristiques du sol,

C : Fraction de sol protégée par la végétation,

P : Paramètre dépendant des pratiques culturales conservatrices de l'USLE,

R : Lame d'eau précipitée (mm).

L'érosion dans le stock E (t.ha<sup>-1</sup>) est simulée par :

$$E = S_D \left( \frac{q_R}{S_{RS} + q_R} \right) \quad (II.13)$$

Limitée par la capacité de transport  $T_C = k_2(S_{RS} + q_R)^{JS}$

Où :

S<sub>D</sub> : Stock de sédiments dans le réservoir de stockage (t.ha<sup>-1</sup>),

q<sub>R</sub> et S<sub>RS</sub> : respectivement le débit d'écoulement rapide et le stock d'eau du réservoir superficiel, donnés par le modèle hydrologique :

$$E_R = k_3(S_{RS} + q_R)^{JG} \left( \frac{q_R}{S_{RS} + q_R} \right) \quad (II.14)$$

k<sub>2</sub> et JS sont des paramètres à caler.

Cette partie de la production en sédiment répond à l'action de la pluie et du ruissellement de surface. La figure II.4 représente le cycle du processus inclus dans le modèle Negev sous la forme :

Où k<sub>3</sub> et JG sont des paramètres à caler.

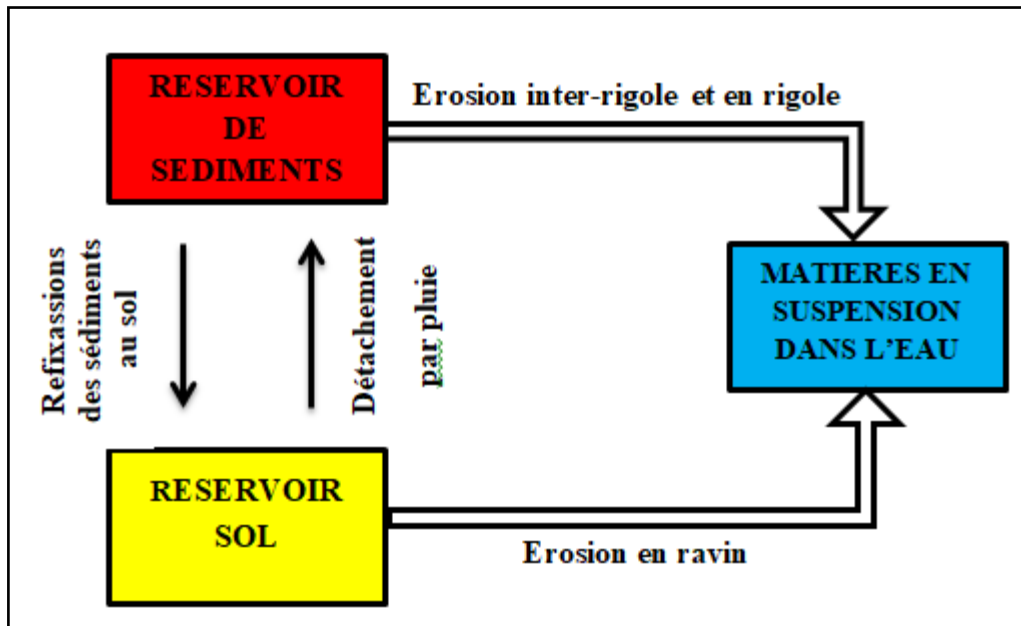


Figure II.4. Représentation des processus dans le modèle de Negev (1967).

### III.2.2.2 Modèle de Moore et Clarck

Dans le modèle proposé par Moore et Clarck en 1983, le détachement des sédiments est contraint par une distribution théorique de leur disponibilité sur le bassin versant. Ce modèle permet donc d'obtenir un flux « statistiquement » plausible, fonction du stock de sédiments et de la capacité de transport. Ce modèle repose sur la résolution de trois fonctions :

1. une fonction de disponibilité des sédiments,
2. une fonction de détachement des sédiments,
3. une fonction de transfert des sédiments.

La fonction de disponibilité des sédiments est une fonction croissante dans le temps, qui prend la forme :

$$L(t) = \frac{R_0}{K} (1 - e^{-K(t-t_0)}) \quad (\text{II.15})$$

Où :

$R_0$  : Taux de sédiments disponibles à l'instant  $t_0$ ,

$K$  : Coefficient de disponibilité des sédiments.

Le taux de détachement est donné par :

$$\frac{dL}{dt}(t) = -kL(t)q(t)^\beta \quad (\text{II.16})$$

Avec :

$k$  et  $\beta$  : Paramètres,

$q(t)$  : Ruissellement direct.



Finalement, le transfert des sédiments à l'exutoire est assuré à l'aide d'une densité de probabilité de type inverse. Pour une description plus précise, on se reportera à Moore (1984).

### III.2.2.3 Modèle à réservoirs de Lee et Singh

Ce modèle de flux sédimentaires s'appuie sur un modèle hydrologique à réservoirs (fig.II.5). Les trois réservoirs représentent trois niveaux de ruissellement : le réservoir de surface se remplit avec une partie de la pluie et avec une partie ruissellement. La fraction restante constitue le débit de ce premier réservoir. Le réservoir intermédiaire génère un ruissellement de sub-surface. Quant au réservoir profond, il produit un ruissellement de nappe.

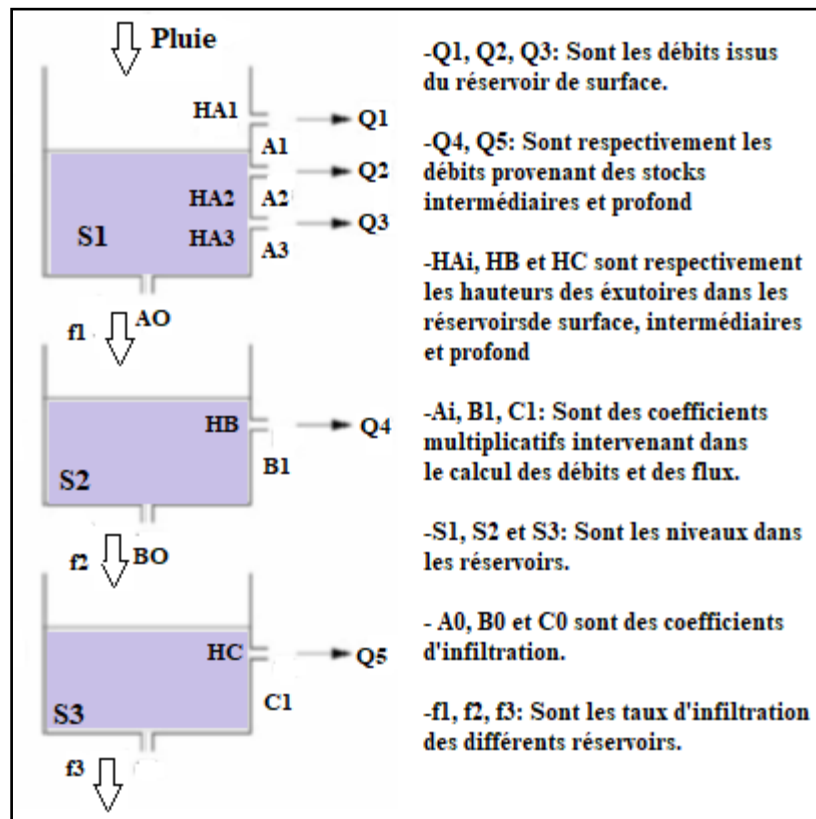


Figure II.5 Réservoirs dans le modèle de Lee et Singh (2005.)

A tous les flux d'eau entre réservoirs, on associe un flux de sédiments :

$$Y = A \cdot Q \cdot Cs,$$

Où :

Q : Débit sortant d'un réservoir vers un autre réservoir ou vers l'exutoire,

Cs : Concentration en sédiment dans le réservoir,

A : Coefficient d'échange.

Les concentrations sont déterminées dans chaque réservoir en se basant sur la production en sédiment de l'hydrogramme unitaire. Pour le calcul détaillé des concentrations Cs dans chaque réservoir, on se reportera à Lee et Singh (2005).

### III.2.3 Modèles déterministes

Les modèles physiques déterministes sont basés sur la description physique des processus à petite échelle d'observation. La description des processus de mobilisation et du transport des sédiments est décrite en utilisant les équations de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. La notion de stock n'est pas tenue en compte ici. Les phénomènes de dépôt/reprise sont en effet pris en compte explicitement dans les équations de transport et de ruissellement. Ces modèles reposent sur une discrétisation fine du bassin versant, ce qui impose une distribution spatiale des processus.

#### III.2.3.1 Modèle SHESED

Ce modèle a été développé sur la base du modèle hydrologique SHE développé par l'Institut d'Hydrologie de Newcastle Upon Tyne (U.K.), l'institut d'Hydraulique du Danemark et la SOGREAH (France). Ce modèle fait une simulation de tous les processus hydrologiques qui sont observés au niveau du bassin versant, à savoir : fonte de neige, interception de la pluie par la végétation, évapotranspiration, écoulements de surface et de sub-surface et écoulement dans les rivières. Ce modèle comprend deux fonctions :

- La production de sédiments par la pluie,
- Il est fonction du détachement des sédiments par le ruissellement sur le versant.

$$D_R = k_r F_w (1 - C_g) [(1 - C_c) M_R + M_D] \quad (\text{II.17})$$

Où :

$D_R$  : Taux de détachement de particules,

$K_r$  : Coefficient d'érodabilité du sol,

$F_w$  : Coefficient de protection par la lame d'eau,

$C_g$  : Pourcentage de sol nu,

$C_c$  : Pourcentage de sol recouvert par la végétation,

$M_R$  et  $M_D$  : respectivement les énergies cinétiques de la pluie et de l'égoutture des feuilles.

#### III.2.3.2 Modèle DHSVM

Le modèle DHSVM (Distributed Hydrology Soil Vegetation Model) (fig.II.6), a été développé au sein de l'Université de Washington. Un grand nombre de processus hydrologiques et érosifs sont représentés. Son utilisation nécessite le maximum d'information dans le bassin versant type et épaisseur de sol, couverture végétale, modèle numérique de terrain, réseau hydrographique sous forme de couche SIG et données hydro-météorologiques spatialisées (pluie, température intensité et direction du vent, humidité), afin de modéliser au mieux les processus physiques des particules fines (Wigmosta *et al.*, 2002; Doten *et al.*, 2006).

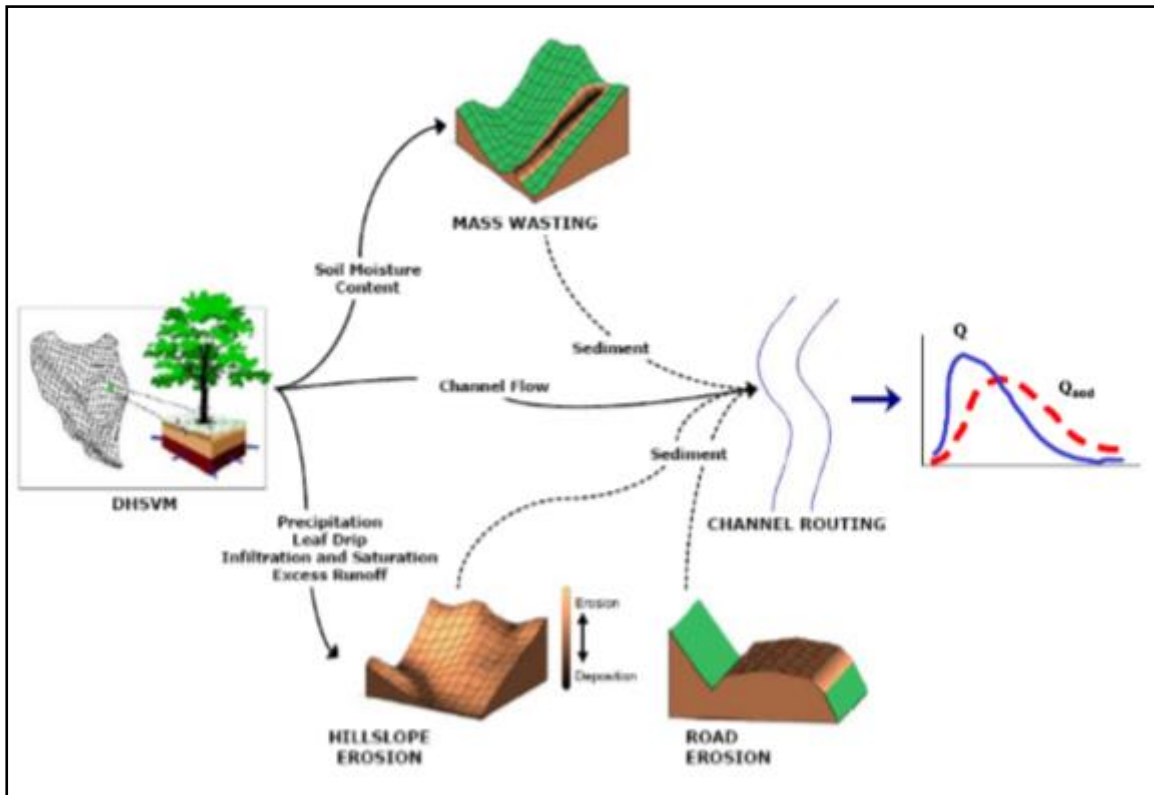


Figure II.6 : Description des processus modélisés par le module érosion de DHSVM.

### Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons intégré les différents modes du transport des sédiments dans le cours d'eau. L'approche du transport solide dans ce contexte permet d'aborder des problèmes liés à l'envasement des barrages, le transport des polluants associés au MES. Le mode du transport par charriage concerne les particules de taille importante dont le transport se fait par glissement, roulement ou saltation. Vu la complexité du transport en suspension, et l'absence de certains paramètres, nous ne sommes pas arrivés à estimer et/ou évaluer le transport solide du bassin versant de Meffrouche par toutes les méthodes citées dans cette partie. Ainsi et pour évaluer le transport solide dans cette étude, nous nous sommes basés sur la méthode du modèle puissance pour les pas de temps saisonnier et annuels. Aussi, nous avons appliqué les formules de Fournier, Sogréah, Luding et probst et Tixeront pour évaluer le modèle et le comparer avec d'autres approches.

## ***CHAPITRE III***

# **Présentation de la zone d'étude**

## **I. Présentation de la zone d'étude**

Le bassin versant de l'oued Nachef (fig.III.1) est situé sur le plateau de Terni à plus de 1000 m d'altitude, c'est un sous bassin de la moyenne Tafna comprenant le barrage dit Meffrouche d'une capacité de 15 Hm<sup>3</sup> mis en service en 1963. Localisé au Nord Ouest de l'Algérie et au Sud Est de la ville de Tlemcen. Il occupe une superficie de 90 km<sup>2</sup> entre les latitudes 34°45' à 34°52' Nord, et les longitudes 1°15' à 1°25' Ouest. Il est limité au Sud, par Djebel Nador et la commune de Sebdou administrativement, à l'Ouest par les communes de Sabra, Beni Mester et Djebel Guendouza, à l'Est par le sous bassin de Chouly et la commune de Ain fezza et au Nord, par les monts de Zarifet, Beni Moudjer, et les communes de Tlemcen et Mansourah.

Le bassin est orienté au Nord Est- Sud Ouest suivant son cours d'eau principal Oued El-Nachef, d'une longueur de 14,25 km et prend sa source à Aouinet Dejaj et finit son cours au niveau du Barrage Mefrouche.

## **II Caractéristiques géométriques du bassin versant Meffrouche**

### **II. 1 Forme**

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration. En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court, auront les plus forts débits de pointe. L'idée la plus simple est de comparer le bassin étudié à un bassin de forme standard.

C'est ainsi que Gravelius (1861-1938), professeur à l'université de Dresde (Allemagne), a proposé en 1914 le coefficient de compacité ("compactness coefficient") défini comme le rapport du périmètre du bassin à celui d'un cercle de même surface (Wisler & Brater, 1959; Roche, 1963; Ward, 1975; OMM, 1996).

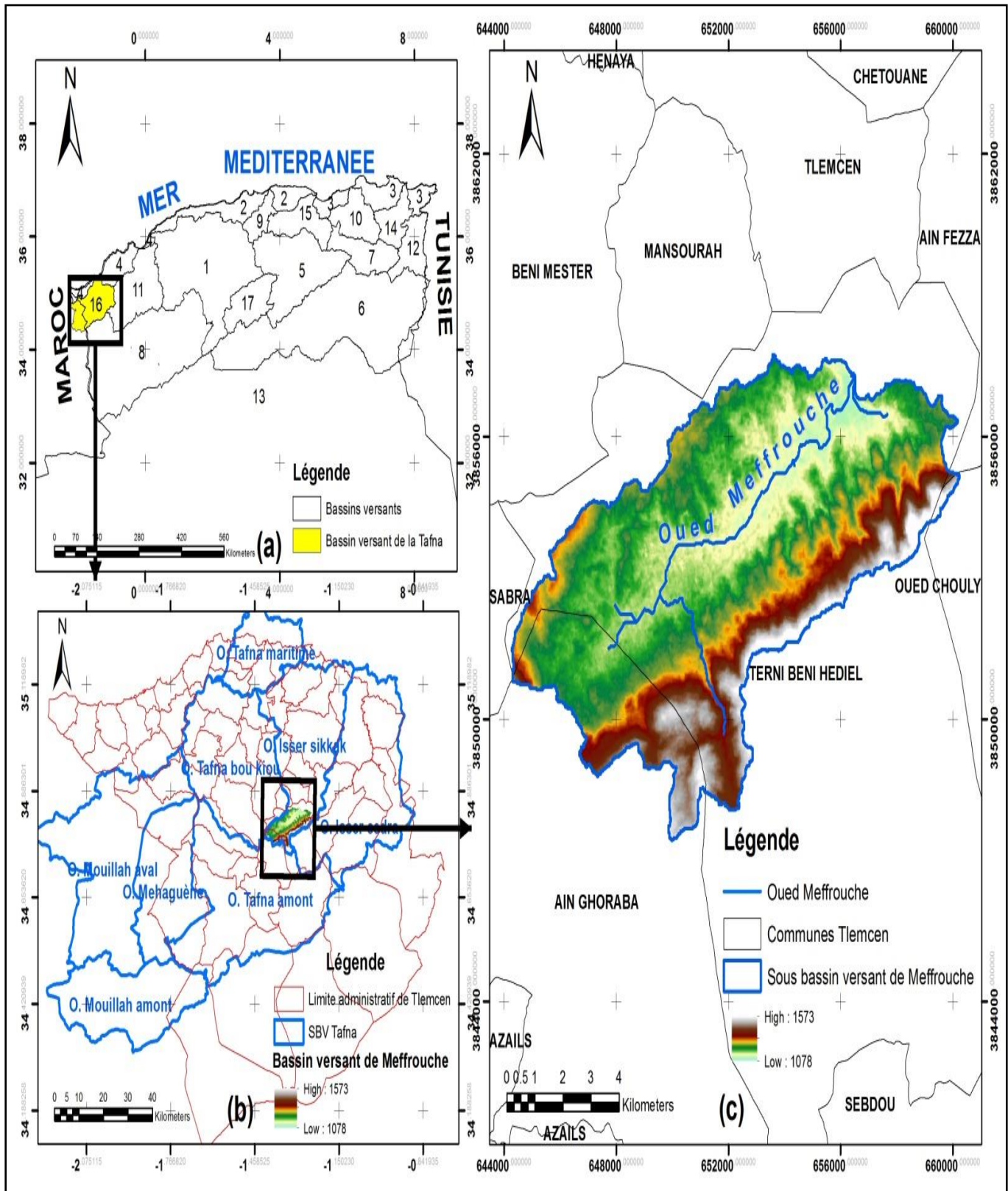


Figure III.1. Situation géographique du bassin versant du Meffrouche.

Si le périmètre du bassin est noté P et sa surface A, le coefficient de compacité s'exprime par :

$$K_G = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{III.1})$$

$K_c$  : Coefficient de compacité,  
 P : Périmètre du bassin (P = 46 Km),  
 A : La superficie du bassin (A = 90 Km<sup>2</sup>).

On sait que le cercle est la figure dont la surface est maximale pour un périmètre donné ou, de façon duale, la figure dont le périmètre est minimal pour une surface donnée, On doit donc s'attendre à ce que le périmètre de tout bassin soit supérieur à celui du cercle de même surface. Le coefficient de Gravelius sera donc nécessairement supérieur à l'unité. Il vaut par exemple environ 1.128 pour un bassin carré, et est d'autant plus grand que le bassin est allongé.

Le bassin versant de l'oued Nachef possède un  $K_c = 1,36$ , Cette valeur traduit un allongement du bassin versant et le développement d'une érosion linéaire. Le bassin peut être représenté par un rectangle équivalent.

*Le rectangle équivalent :*

Partant du coefficient de Gravelius, il est possible suivant la méthode de Roche d'établir un rectangle équivalent (fig.III.2).

- La longueur :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{III.2})$$

L= 18,05 km

- La largeur :

$$l = \frac{P}{2} - L \quad (\text{III.3})$$

l=4.95 km

Tableau III.1. Caractéristiques de forme pour le bassin versant Meffrouche.

Bassin versant	Surface (Km <sup>2</sup> )	Périmètre (Km)	K <sub>c</sub>	Rectangle équivalent	
				Longueur (Km)	Largeur (Km)
Meffrouche	90	46	1.36	18.05	4.95



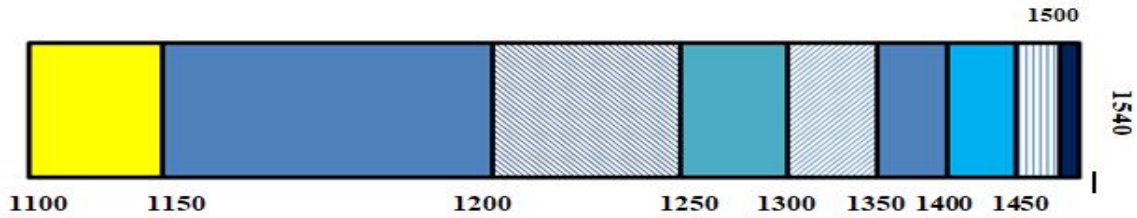


Figure III.2. Rectangle équivalent du bassin versant de Meffrouche.

## II. 2. Relief

### II. 2. 1. Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique (fig.III.3) fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief (Musy, 1991). Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude. Les courbes hypsométriques demeurent un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin. Elles peuvent en outre servir à la détermination de la pluie moyenne sur un bassin versant et donnent des indications quant au comportement hydrologique et hydraulique du bassin et de son système de drainage. La courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques ont été établis sur la base du tableau III.2.

La courbe hypsométrique du bassin d'étude est une courbe concave, cela explique que le bassin versant Meffrouche est en état de vieillesse, ce qui implique que l'érosion est dans son state final (la roche mère est visible à plusieurs endroits du bassin), ceci développe la lame d'eau ruisselée dans le bassin. Les pentes concaves (aplaties dans leurs parties basses) sont souvent le lieu de déposition des sédiments et deviennent ainsi d'excellentes terres cultivables. Il faut noter que lors des pluies très violentes, l'eau peut se concentrer dans les pentes concaves et commencer une action de ravinement (Sabir 1999).

Tableau III.2. Répartition hypsométrique du bassin versant Meffrouche.

Altitudes (m)	Surfaces (km <sup>2</sup> )	Pourcentage des surfaces	Pourcentages des surfaces cumulés
1500 - 1540	0.64	0.71	0.71
1450 - 1500	2.68	2.98	3.69
1400 - 1450	4.93	5.48	9.17
1350 - 1400	5.04	5.60	14.78
1300 - 1350	5.47	6.08	20.86
1250 - 1300	6.54	7.27	28.13
1200 - 1250	13.94	15.50	43.63
1150 - 1200	39.34	43.74	87.37
1100- 1150	11.36	12.63	100



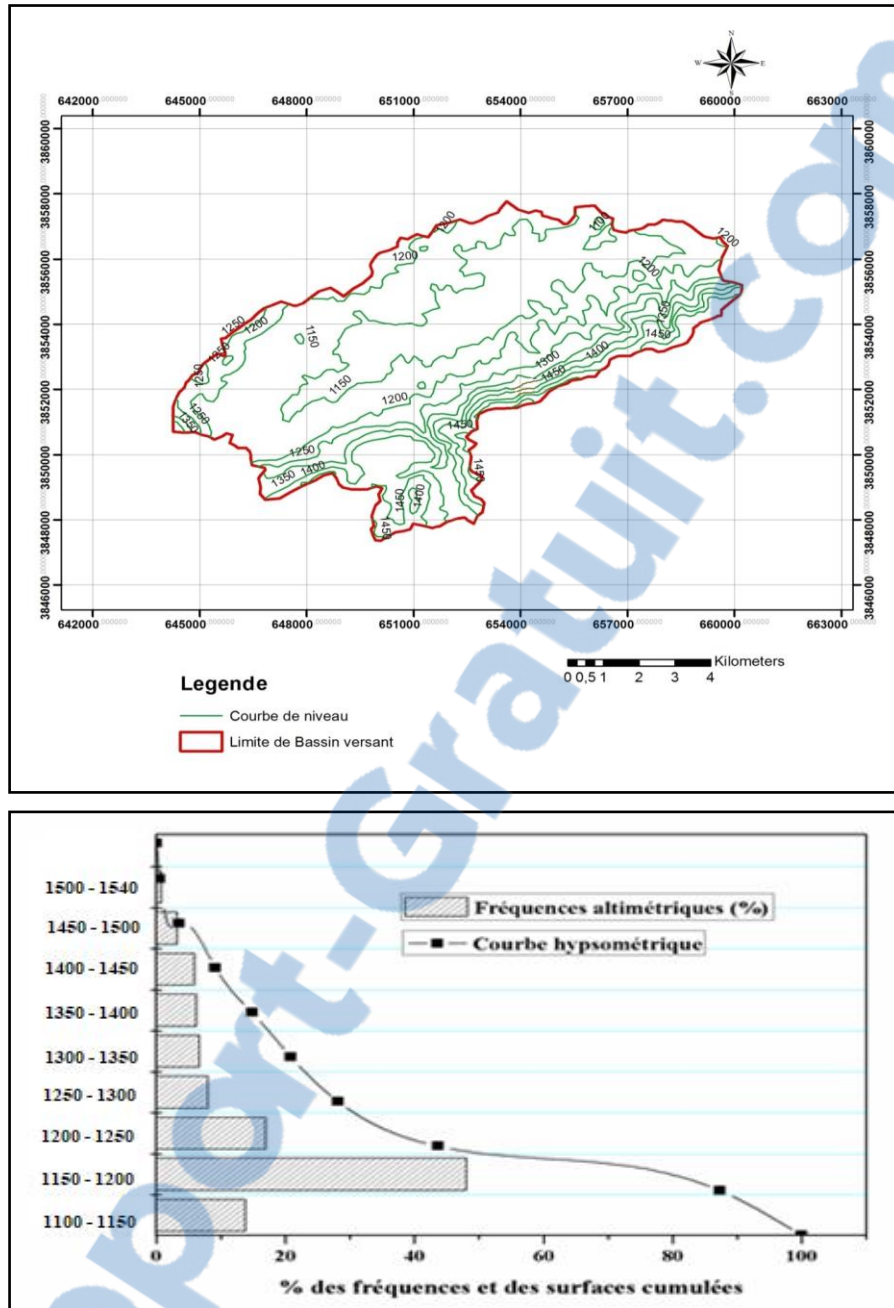


Figure III.3. Carte et courbe hypsométrique du bassin versant du Meffrouche

## II. 2.2 Altitudes caractéristiques

### II.2.2.1 Altitudes maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire. Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatiques telles que la température, les précipitations et le couvert neigeux. Elles déterminent l'amplitude altimétrique

du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente. L'altitude maximale est  $H_{\max}=1540\text{m}$  à Djebel Nador et l'altitude minimale est  $H_{\min}=1100\text{m}$  au point amont du barrage Meffrouche.

### II.2.2.2 Altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \sum \frac{A_i h_i}{A} \quad (\text{III.4})$$

$$H_{\text{moy}} = 1304,5 \text{ m}$$

$H_{\text{moy}}$  : Altitude moyenne du bassin (m),

$A_i$  : Aire comprise entre deux courbes de niveau ( $\text{km}^2$ ),

$h_i$  : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m),

$A$  : Superficie totale du bassin versant ( $\text{km}^2$ ).

### II.2.3 Pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est considérée comme une variable indépendante. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct - donc sur le temps de concentration  $t_c$  - et influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un bassin. La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est alors donnée par la relation suivante :

$$I_m = (D.L)/A \quad (\text{III.5})$$

Où :

$I_m$  : Pente moyenne (m/km),

$L$  : Longueur totale des courbes de niveau = (31,7 km),

$D$  : Equidistance entre deux courbes de niveau (50 m) (Dubreuil 1966),

$A$  : Surface du bassin versant ( $90 \text{ km}^2$ ).

L'indice de pente pour notre bassin est : 17,5 m/km ou 1,75 %

## III Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique du bassin versant du barrage Meffrouche (fig.III.4), se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute l'une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

La géologie : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. Le réseau de drainage n'est habituellement pas le même dans une région où prédominent les roches sédimentaires, par comparaison à des roches ignées. La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction.

Le climat : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.

La pente du terrain : détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.

La présence humaine : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé originel du réseau hydrographique. (Musy, 1991)

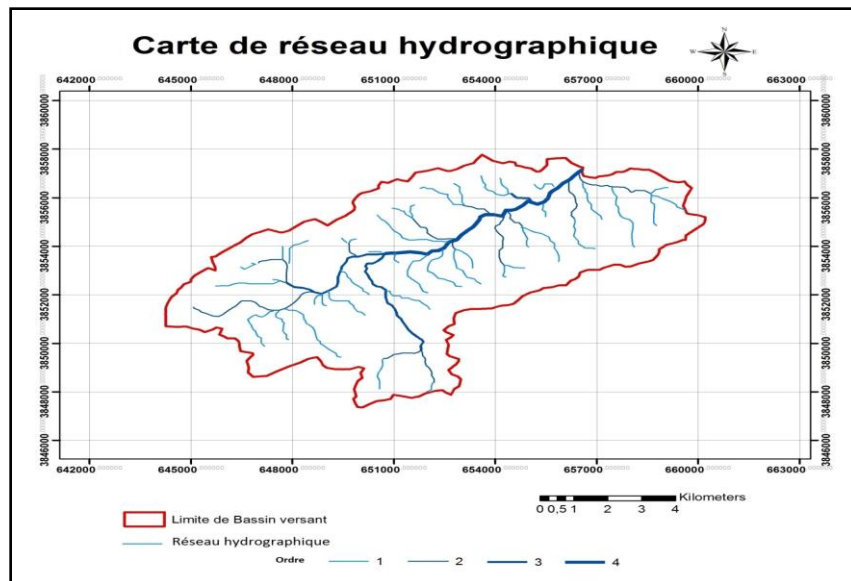


Figure III.4. Réseau hydrographique du bassin versant du barrage de Meffrouche

### III.1 Définition du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique est composé d'un cours d'eau principal et une série de tributaires dont les ramifications s'étendent vers les parties les plus hautes du bassin versant.

Il existe plusieurs méthodes de classification du réseau hydrographique, dans cette étude nous avons utilisé la méthode de (Strahler 1957).

Tableau III.3. Classification du réseau hydrographique du bassin selon Strahler dans le bassin Meffrouche.

Ordre	Nombre	Longueur (km)	Longueur moyenne (km)
1	381	86.2	0.22
2	103	62.8	0.61
3	27	42.5	1.57
4	1	14.2	14.2
Total	512	205.7	-

### III.1.1 Profil longitudinal du cours d'eau principal

Nous avons l'habitude de représenter graphiquement la variation altimétrique du fond du cours d'eau en fonction de la distance à l'émissaire. Cette représentation devient intéressante lorsque l'on reporte les cours d'eau secondaires d'un bassin versant qu'il est alors facile de comparer entre eux et au cours d'eau principal. Le profil en long d'un cours d'eau permet de définir sa pente moyenne. La figure III.5, montre le profil en long du cours d'eau Oued el Nachef.

Le Profil en long de l'Oued Nachef (fig.III.5), présente une pente de 0.64 %. Il montre des ruptures à sa partie amont au point (1) avec une pente de 2 %. La pente se réduit à 0.22 % entre 1 et 2, elle occupe 63 % du tracé total du cours d'eau principal situé sur la plaine du bassin. A partir du point (2), la pente augmente jusqu'à l'exutoire le barrage de Meffrouche. Il faut noter que ces ruptures sont dues à un changement de faciès et/ou la présence de failles qui délimite le plateau de Terni.

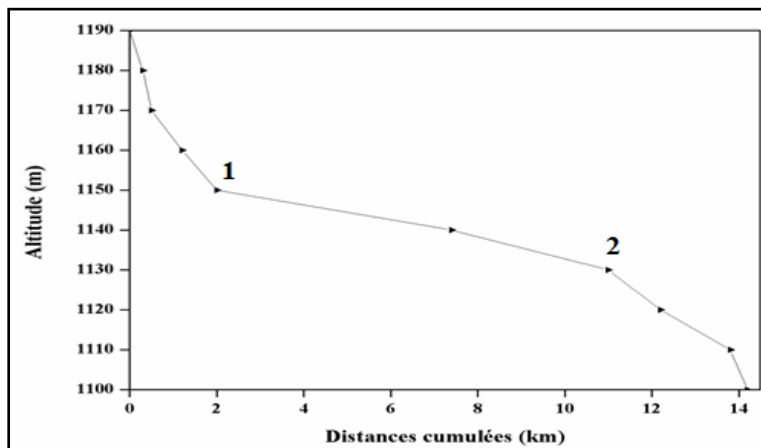


Figure III.5 : Profil en long de l'oued el Nachef.

### III.1.2 Pente moyenne du cours d'eau principal

La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Cette variable influence donc le débit maximal observé. Une pente abrupte favorise et accélère l'écoulement superficiel et donc l'érosion, tandis

qu'une pente douce ou nulle donne à l'eau le temps de s'infiltrer, entièrement ou en partie, dans le sol. Le calcul des pentes moyennes et partielles de cours d'eau s'effectue à partir de son profil longitudinal.

Il existe certaines méthodes pour calculer la pente moyenne d'un cours d'eau : par exemple celle qui consiste à assimiler la pente moyenne à la pente de la droite tracée entre les points situés à 15% et 90% de distance à partir de l'exutoire, suivant le cours d'eau principal Benson (1959), ou encore, comme le préconise Linsley (1982), on prendra la pente de la ligne, tracée depuis l'exutoire, dont la surface délimitée est identique à la surface sous le profil en long. La méthode la plus fréquemment utilisée pour calculer la pente longitudinale du cours d'eau consiste à diviser la différence d'altitude entre les points extrêmes du profil par la longueur totale du cours d'eau :

$$P_{\text{moy}} = \frac{\Delta h}{L} \quad (\text{III.6})$$

$$P_{\text{moy}} = 0.007 \text{ ou } 0,7\%$$

Où:

$P_{\text{moy}}$  : pente moyenne du cours d'eau (m/km),

$\Delta h$  : Dénivellation maximale de la rivière (m) (différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'émissaire,  $H_{\text{max}} = 1200$  m et  $H_{\text{min}} = 1100$  m),

$L$  : Longueur du cours d'eau principal (14,2 km).

## III.2 Degré du développement du réseau

### III.2.1 Densité hydrographique

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

$$F = \frac{\sum N_i}{A} \quad (\text{III.7})$$

$N_i$ : Nombre de talwegs d'ordre  $i$ ,

$A$  : Surface du bassin ( $\text{km}^2$ ),

$$F = 6.06 \text{ km}^{-2}$$

### III.2.2 Densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A} \quad (\text{III.8})$$

$$D_d = 2.48 \text{ km}^{-1}$$

$D_d$  : Densité de drainage ( $\text{km}/\text{km}^2$ ),

$L_i$  : Longueur de cours d'eau (km),  
 $A$  : Surface du bassin versant ( $\text{km}^2$ ).

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatiques et anthropiques. En pratique, les valeurs de densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé ; elles dépassent 1000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration. Selon la valeur obtenue de la densité de drainage, on peut dire que l'écoulement dans le réseau hydrographique du bassin versant de l'oued el Nachef est limité et centralisé.

### III.2.3 Rapport de confluence et de longueur

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre. Selon Strahler (1964), le rapport de bifurcation varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence. Sur la base de la classification des cours d'eau, Horton (1932) et Schumm (1956) ont établi différentes lois :

$$\text{(Rapport de bifurcation)} \quad R_c = \frac{N_i}{N_{i+1}} \quad \text{(III.9)}$$

$$\text{(Rapport de longueur)} \quad R_L = \frac{L_{n+1}}{L_n} \quad \text{(III.10)}$$

$R_b$  : Rapport de confluence (bifurcation) des cours d'eau,  
 $R_L$  : Rapport des longueurs des cours d'eau,  
 $i$  : Ordre d'un cours d'eau  $i$  varie entre 1 et  $w$  ( $w$  est l'ordre du cours d'eau principal, classification selon Strahler),  
 $N_i$  : Nombre des cours d'eau d'ordre  $i$ ,  
 $N_{i+1}$  : Nombre des cours d'eau d'ordre suivant,  
 $L_i$  : Longueur moyenne des cours d'eau d'ordre  $i$ .

Tableau III.4. Rapports de longueurs et de bifurcations du réseau hydrographique du bassin versant de l'oued el Nachef

Nombre d'ordre	Rapports de bifurcation	Rapports des longueurs
$N_1 = 381$	3.7	2.77
$N_2 = 103$	3.81	2.57
$N_3 = 27$	27	9.04
$N_4 = 1$	-	-

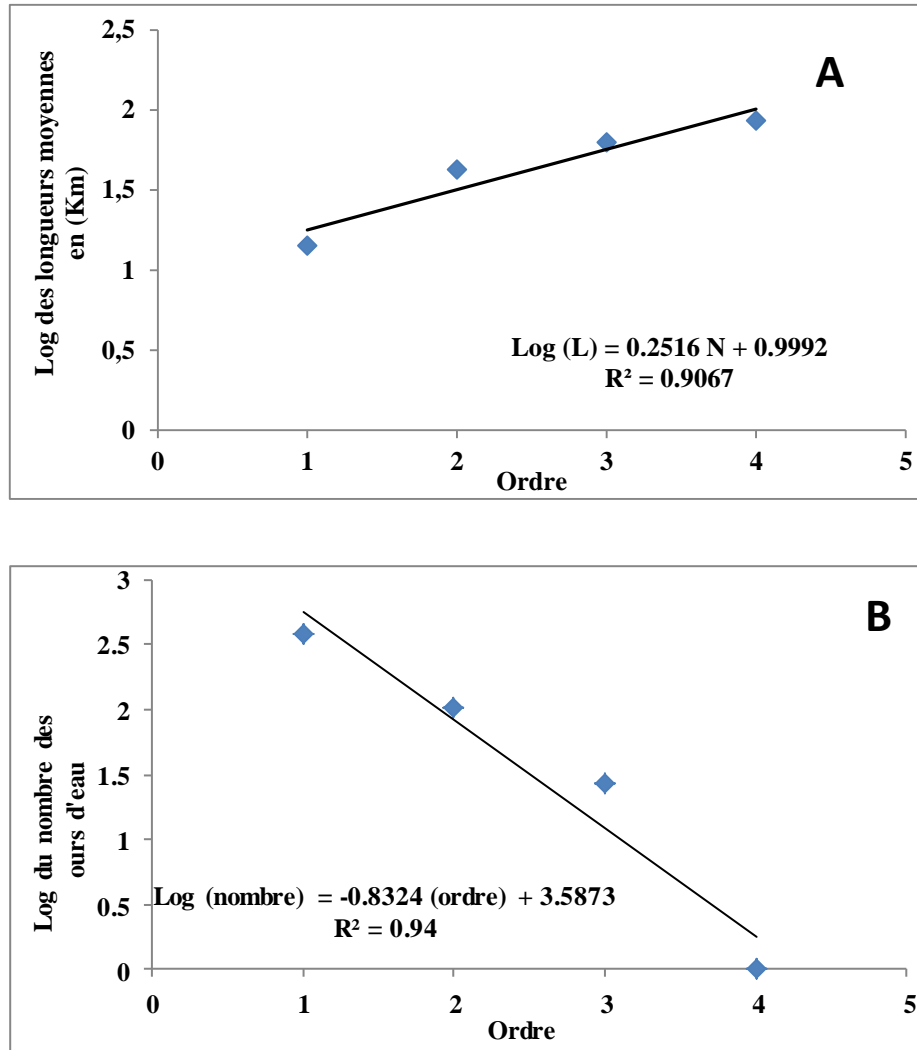


Figure III.6 : (A) Droite représentative du rapport des longueurs,  
(B) Droite représentative du nombre en fonction de l'ordre

Les figures III.6 A et III.6 B, montrent respectivement les longueurs des cours d'eau du réseau hydrographique en fonction de leurs ordres, et le nombre des cours d'eau en fonction de leurs ordres. Nous remarquons deux linéarités (normales et inverses), indiquant que le réseau est bien structuré, avec des rapports de confluence et de longueur moyenne de 8.9 et 3.8.

### III.2.4 Indice d'allongement

Les indices d'allongements complètent le coefficient de compacité pour comparer des temps de concentration d'eau à l'exutoire (Mouret 1979). Il est calculé à partir du rapport du diamètre d'un cercle ayant la même aire que le bassin sur la longueur maximale du bassin versant, et il est donné par la relation suivante :

$$E = 2 \frac{\sqrt{\frac{A}{3,14}}}{L_0} \quad (\text{III.11})$$

$$L_0 = \sum_{N=1}^4 \left(\frac{L_i}{N}\right) \quad (\text{III.12})$$

Avec :

A : Aire du bassin en km<sup>2</sup>, A= 90 km<sup>2</sup>,

n : Nombre d'ordre = 4.

L<sub>0</sub> : Longueur maximal des cours d'eaux dans le bassin L<sub>0</sub> = 16.61 km

L<sub>i</sub> : Longueur moyenne des cours d'eaux.  $\sum L_i = 205.7$  km.

E = 0.65

Le coefficient E montre une valeur élevée par rapport à celle trouvée au bassin versant d'Aggay sous bassin de Sebaou (Maroc) qui est de 0.16, ce qui peut indiquer que notre bassin est arrivé à sa phase de maturité ou de vieillesse.

## VI Caractéristiques pédo-géologiques

### VI. 1 Géologie de la région

Pour l'étude géologique, nous nous sommes référés aux travaux de Hayane, 1983 et ceux de Benest et al, 1999. La série lithostratigraphique est constituée surtout des dépôts du Secondaire, Tertiaire et le Quaternaire. La zone étudiée comprend deux grandes parties :

- Au Nord : Le miocène et le Quaternaire ont contribué au remplissage de la dépression existante.
- Au Sud et à l'Est : Des terrains jurassiques affleurent dans des massifs montagneux.

a) **Le Secondaire** : Les formations d'âge Secondaire sont essentiellement :

- Les dolomies de Terni : Ce sont des dolomies cristallines à cryptocristallines montrant des passées riches en laminâtes avec de nombreuses stratifications obliques. Elles se présentent sous forme de falaises d'aspect ruiniforme qui forment les sommets de Djebel Nador. Elles affleurent bien dans toute la cuvette de Terni et près du barrage de Meffrouche.
- Les marno-calcaires : Cette formation affleure uniquement à l'Est de Terni et près du barrage, seule leur base calcaire est conservée, elle comprend une alternance de marnes et de calcaires.

b) **Le Tertiaire** : Les formations du Tertiaire sont essentiellement des dépôts marins : Le Tortonien est représenté par des grés fissurés, ils sont dur et mal liés et peuvent avoir des faciès différents. Ils affleurent près de Terni sous forme d'argile sableuse.



c) **Le Quaternaire** : Il correspond à des dépôts non consolidés et des travertins friables riches en débris végétaux. Les plus importants sont ceux de Tlemcen (les cascades), de l'Oued Meffrouche et ceux du plateau de Lala Setti.

## VI.2. Lithologie de la région

Les formations lithologiques du bassin versant Meffrouche (fig.III.7), avec leurs pourcentages de surface par rapport à la surface du bassin versant, sont récapitulées dans le tableau III.5 :

Tableau III.5. Formation lithologique du bassin versant Meffrouche.

Unité	Superficie (ha)	% par rapport à la surface totale
<b>Dolomie calcaire-grès et argile</b>	2306.4	25.63
<b>Dolomie cristallines-calcaires</b>	5569.2	61.88
<b>Calcaires et grès</b>	425.76	4.73
<b>Alluvions récentes</b>	324	3.60
<b>Calcaires-Dolomies et marnes</b>	360.96	4.01

- **Dolomie calcaire-grès et argile** : Cette formation est la plus érodable dans notre zone d'étude, elle couvre une superficie de 2306.4 ha, soit 25.63%. Cette formation favorise moins l'érosion.
- **Dolomie- cristallines-calcaires** : C'est la formation dominante du bassin versant qui représente 62% de la surface totale.
- **Calcaires et grès, Alluvions récents et Calcaires-Dolomies et marnes** : sont des formations qui ont un degré d'érodabilité plus sensible à l'érosion que les formations précédentes, ces formations représentent 12% de la superficie du bassin versant.

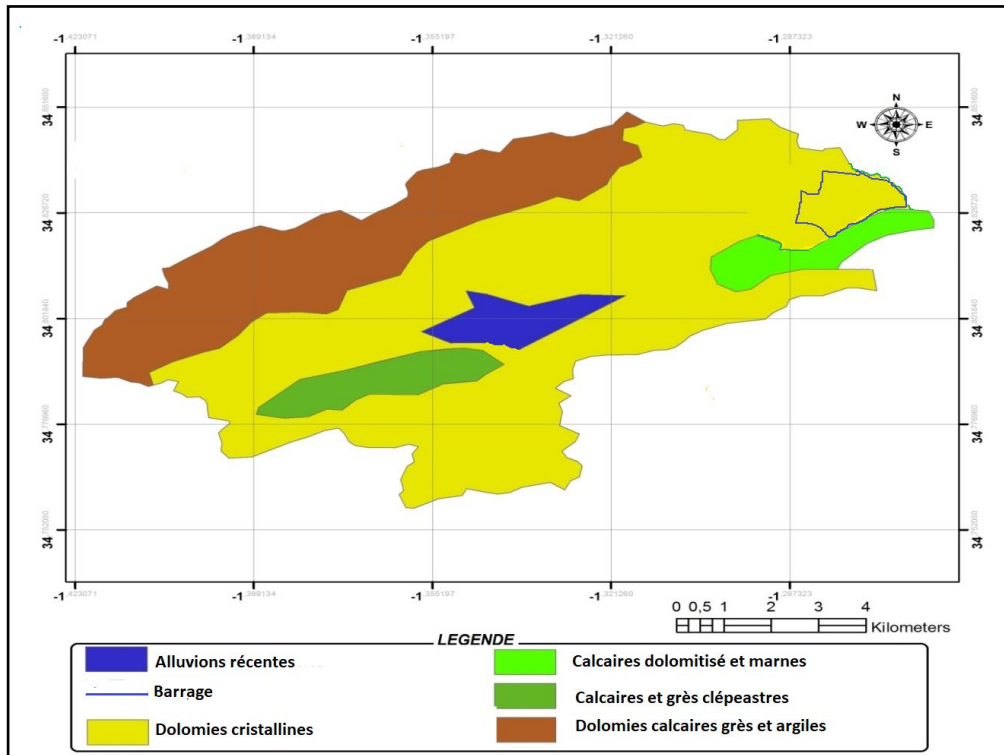


Figure III.7. Carte lithologique du bassin versant Meffrouche.

### VI. 3 Pédologie de la région

Le sol est défini comme étant la couche superficielle qui couvre la roche mère. Il se développe en fonction de la nature de cette dernière, de la topographie et des caractéristiques du climat.

Le sol est le résultat de la transformation d'une roche mère sous l'influence des facteurs physiques, chimique et biologiques.

Dans la région du Meffrouche, la nature de la roche mère permet de distinguer deux grands types de sols :

- d) Les sols rouges méditerranéens formés sur les calcaires ou les dolomies.
- e) Les sols typiquement lessivés ou même les sols podzoliques que l'on trouve sur les grès séquanais.
- f) **Les sols rouges méditerranéens** : Ce type de sol très important en raison de la grande extension des formations calcaires dans cette région, apparaît lié à la présence d'une roche mère calcaire ou dolomitique dure, compacte, bien cristallisée et dont le mode d'altération a imprimé le paysage d'un faciès typique. On le trouve formé aussi bien en position de plateau qu'en position de pente. Les plus beaux exemples et les plus complets se trouvent sous couvert forestier (forêt de pins).

g) **Les sols lessivés podzoliques** : La perméabilité de la roche mère liée à la présence d'un humus acide, a favorisé le développement de sols dans lesquels le lessivage est plus exalté. Ces sols sont en général assez peu profonds.

## V. Barrage Meffrouche

A une date éloignée, les ingénieurs des ponts et chaussées de la circonscription d'Oran décidèrent l'exécution d'un barrage sur l'Oued Meffrouche à environ 1500m à l'amont des cascades où l'oued fait une chute de 350m pour gagner sa vallée inférieure.

L'idée qui vint ensuite fut de capter l'Ain Maharas, car elle était l'exutoire d'un réservoir souterrain important situé vers la cote 1100m et dont le débit moyen était estimé à 150 L/s. On espérait régulariser le débit moyen de la source par un rabattement important et provoquer ainsi une suralimentation de cette nappe aquifère, qui fait partie de la zone karstique (appelée aussi réservoir souterrain de l'Ouest) constituée essentiellement par les formations carbonatées du Jurassique (fig.III.8). Ce bassin versant fait partie des monts de Tlemcen qui ont fait l'objet de plusieurs études hydrogéologiques (Doumergue (1926), Auclair et Biehler (1967), Benest (1985), Collignon (1986), Bensaoula (1992), Benest *et al.*, (1999), Bensaoula *et al.*, 2003, Bouanani, 2004; Bensaoula *et al.*, 2005). Il faut noter que 20 forages de prospection ont été réalisés avant les années 70, avec un linéaire de 1645 m Bensaoula *et al.*, (2005).

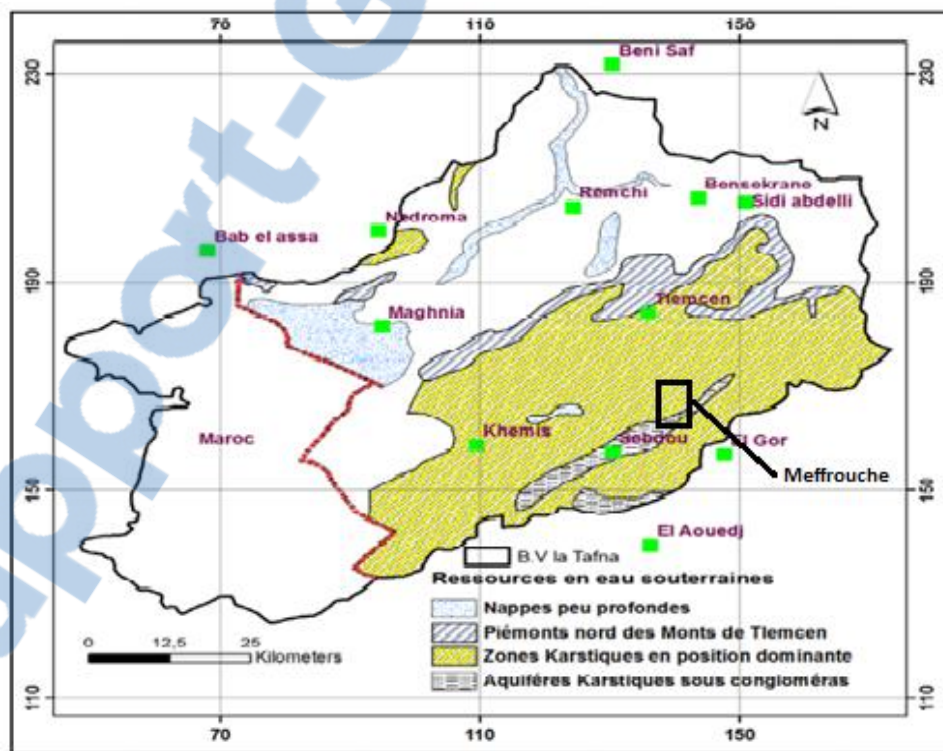


Figure III.8. Zones aquifères d'après Collignon (1986).

C'est pourquoi en 1947/50 une campagne d'essais de pompage a été entreprise afin de déterminer le coefficient d'emménagement de l'aquifère, ce coefficient se révélait inférieur à 1%. La construction d'un barrage devenait donc nécessaire, cependant pour ne pas négliger cette réserve souterraine, le projet prévoyait un captage des eaux de la nappe des calcaires dolomitiques supérieurs. L'équipement a été réalisé en deux étapes :

-1951/56 : Exécution consistant en trois puits de captage débouchant dans une galerie souterraine dite galerie de captage.

-1957/63 : Construction d'un barrage à voutes multiples, 17 voutes, 18 contreforts et deux barrages poids aux extrémités. La longueur en crête est de 531m pour une hauteur maximum de 26m au-dessus du thalweg.

-1963 : Le barrage est mis en exploitation avec une capacité maximale de 15Hm<sup>3</sup>.

# *CHAPITRE IV*

## **Précipitations, Ecoulement et Température**

## **Introduction**

Dans le schéma classique de la circulation de l'atmosphère, l'Algérie se trouve affectée en hiver par les perturbations atlantiques et les vents d'Ouest, balayée en été par des vents d'Est et de Nord-Est, d'où le caractère hybride de ce climat, qui combine certains traits d'un climat chaud à d'autres d'un climat tempéré (Capot-Rey, 1946).

L'étude hydro-climatique est primordiale en ce qui concerne le comportement hydrologique des cours d'eau. En Algérie les pluies qui tombent étant pour la plupart d'origine frontale, la tranche annuelle augmente dans une région donnée avec l'altitude, les isohyètes y suivent donc en gros les courbes de niveau (Belloum, 1993) avec des rapports de concentrations pluviales en saisons pluvieuses importants (Fournier, 1960). Autrement dit, la répartition des précipitations se concentre en une ou deux saisons mais avec des intensités importantes. La variation des deux paramètres fondamentaux que sont la température et les précipitations au cours du siècle dernier constitue un bon indicateur de l'aspect évolutif du climat en Algérie (Belaid, 2015).

### **I. Etude des précipitations**

La pluviométrie est un paramètre de base pour chaque recherche hydrologique d'un bassin donné. En Algérie, l'étude des précipitations a été élaborée par plusieurs auteurs. La répartition spatiale des précipitations est caractérisée par un gradient Nord-Sud bien marqué et un gradient Est-Ouest plus faible (Chaumont et Paquin, 1971, ANRH, 1993 et Touazi, 2001). La variabilité des pluies en Algérie est très importante, on enregistre le minimum pluviométrique au niveau du Sud, il est de l'ordre de 50mm, alors que le maximum est enregistré dans le massif du Djurdjura situé en Kabylie et le massif de l'Edough situé un peu plus à l'Est, où il dépasse les 1500mm. (Touazi et Laborde 2004).

L'étude des précipitations pour les trois pas de temps (annuel, mensuel et journalier), a été effectuée à partir d'une série d'observations allant de 1970 jusqu'à 2010 mesurées au niveau de la station pluviométrique située au barrage Meffrouche ( $X= 1^{\circ} 17'$ ,  $Y= 34^{\circ} 50'$ ,  $Z= 1106m$ ). Ces données préalablement traitées et analysées nous ont été fournies par les services de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques d'Oran.

#### **I. 1 Répartition annuelle**

La répartition interannuelle des précipitations au niveau du bassin versant de l'oued el Nachef est illustrée dans la figure (IV.1).

A partir de la série d'observation des pluies précipitées dans le bassin versant de Meffrouche (1970/1971-2009/2010), l'objectif de l'analyse statistique est de condenser l'information disponible sous une forme simple et concise afin d'interpréter le comportement du phénomène observé.

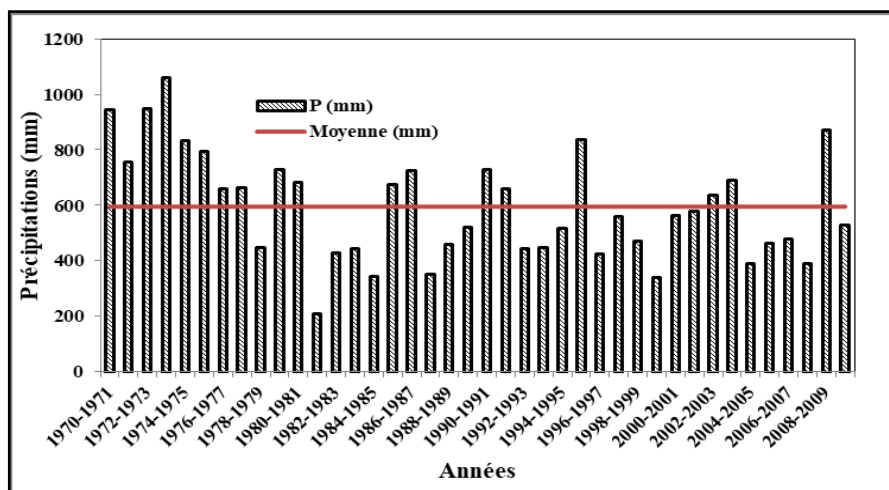


Figure IV.1. Répartition interannuelles des précipitations à la station de Meffrouche (1970-2010).

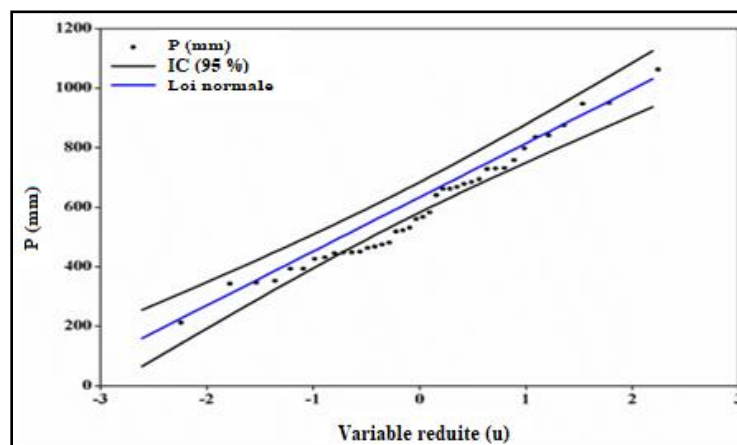
La moyenne interannuelle est de  $594 \text{ mm.an}^{-1}$ . Les valeurs max et min enregistrées durant cette période sont respectivement : 1062mm en 1973-1974 et 211mm en 1981-1982. Le tableau (VI.1) résume les paramètres statistiques de la série des précipitations annuelles.

Tableau IV.1. Paramètres statistiques interannuelles des précipitations du bassin versant Meffrouche (1970/1971-2009/2010).

Maximum (mm)	Minimum (mm)	Moyenne (mm)	Ecart-type (mm)	Médiane (mm)	Coefficient de variation
1062	211	594	191	563,6	0,32

Pour mieux cerner cette irrégularité inter annuelle des précipitations qui a un rôle essentiel et décisif sur l'écoulement fluvial et afin de caractériser le régime des précipitations annuelles, nous allons ajuster notre série aux lois normale, log normale et racine normale, pour ensuite en déduire le meilleur ajustement à partir des tests graphiques et numériques.

La représentation graphique (fig. IV.2) des précipitations par les différentes lois d'ajustement utilisées, montre que la loi log-normale s'ajuste parfaitement aux données de notre bassin car tous les points observés sont inclus entre les courbes enveloppes à 95 %.



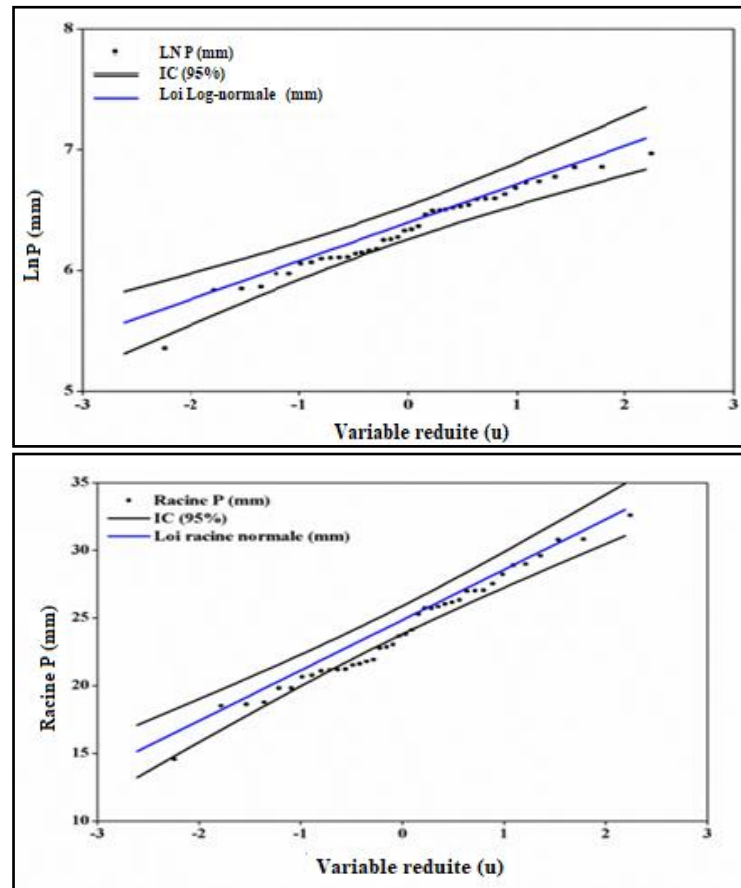


Figure IV.2. Distributions des pluies selon les lois d'ajustements :  
 a) loi normale, b) loi log normale, c) loi racine normale.

L'estimation des périodes de récurrence pour les précipitations annuelles par la loi log-normale, est présentée dans la figure IV.3. La valeur maximale des quantiles est celle des précipitations millénaire qui est 1180 mm.

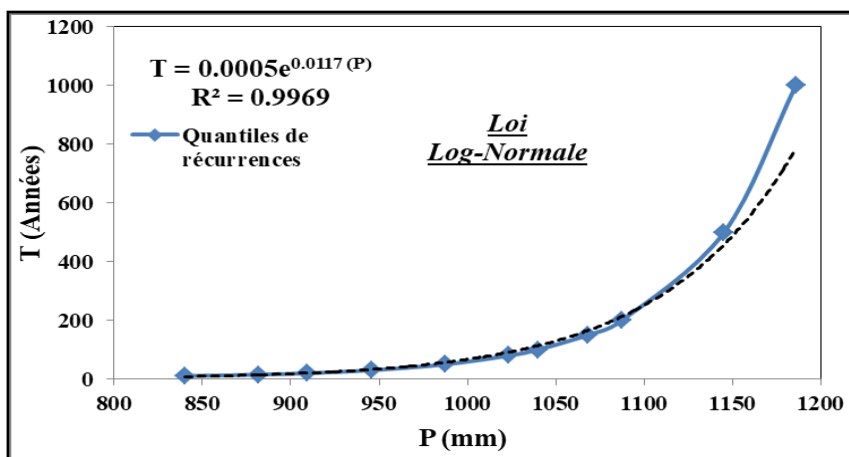


Figure IV.3. Présentation des récurrences pour les pluies annuelles à la station du Meffrouche.

L'estimation des pluies maximum et minimum décennales est très importante. Une décennale sèche représente les niveaux les plus bas pouvant être atteints une année sur dix



pour une probabilité  $P=0,1$ , une décennale humide représente les niveaux les plus hauts pouvant être atteints une année sur dix pour une probabilité  $P=0,9$ . Pour le pas de temps annuel, nous avons appliqué la loi log- normale.

- Décennale sèche :  $U_s = \text{Loi.normale.standard.inverse}(0,1) = -1,28$
- Décennale humide :  $U_h = \text{Loi.normale.standard.inverse}(0,9) = 1,28$

La décennale sèche a été estimée à 365 mm, et la décennale humide à 871 mm.

## I. 2 Répartition mensuelle des précipitations

La figure IV.4, montre que les précipitations moyennes mensuelles commencent à dépasser les  $40 \text{ mm.mois}^{-1}$  à partir du mois d'Octobre (41,7 mm). A partir du mois de Novembre les pluies moyennes mensuelles dépassent la moyenne, avec des pics en Janvier, Février et Mars (78mm), (79mm) et (98mm) jusqu'au mois de Mai. Au-delà, nous assistons à une diminution importante avec une valeur minimale de 4,97 mm en Juillet. La répartition des précipitations mensuelles est récapitulée dans le tableau IV.2.

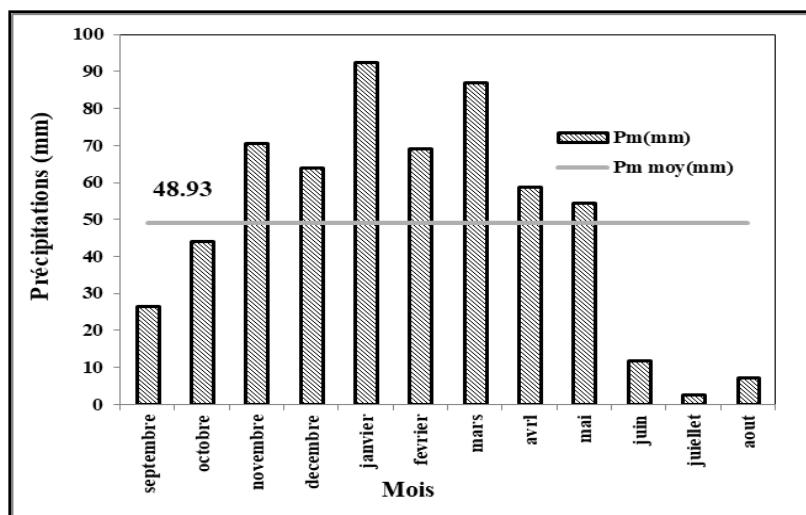


Figure IV.4. Répartition des précipitations mensuelles (1970/1971-2009/2010).

Tableau VI.2. Répartition mensuelle des précipitations (mm) et des paramètres de position pour la période (1970/1971-2009/2010).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
<b>Moyenne</b>	19,4	41,8	72	69	78,8	79	98,4	64,3	52,4	9,8	5	5
<b>Ecartype</b>	17,3	32,6	45,4	54,3	62	61	100	55,2	56,3	12,1	15	8,5
<b>Mediane</b>	15,2	40	71,2	52,2	65,6	70,1	65,4	53,6	38,7	6,2	0,5	1,5
<b>Max</b>	70,8	112,5	182,3	221,8	203,5	258,1	376,1	270,2	287,9	52,3	74,4	38,6
<b>Min</b>	1	0,5	19	9,8	3,3	8,2	4,7	1,7	1,7	2	0,2	0,2
<b>Coefficient de variation</b>	0,9	0,8	0,6	0,8	0,8	0,7	1	0,8	1	1,2	3	1,7

La représentation graphique (fig.IV.4.A) pour les décennales sèche et humide par la loi log-normale, indique que le maximum pour la décennale humide a été enregistré au mois de Mars avec 250 mm.

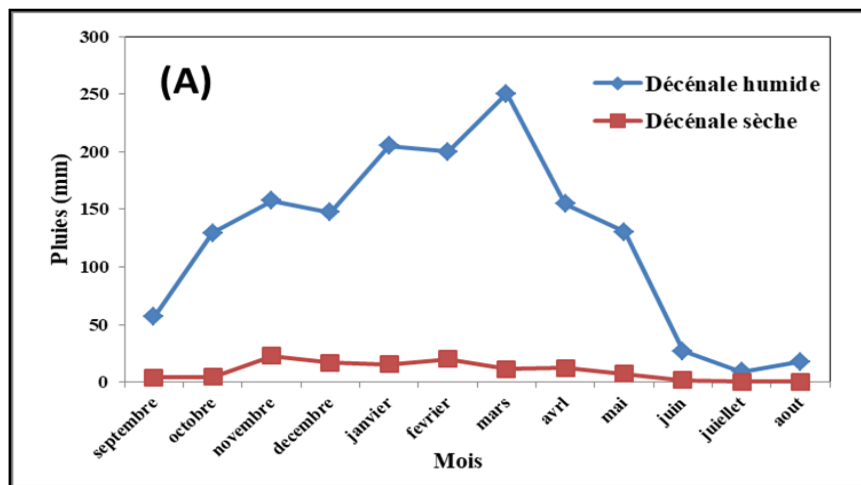


Figure IV.4. Décennales sèches et humides mensuelles.

Pour l'étude de récurrences des pluies mensuelles (fig.IV.5), nous avons utilisé la loi normale car pour ce pas de temps elle a donné des résultats plus cohérents relativement aux autres lois.

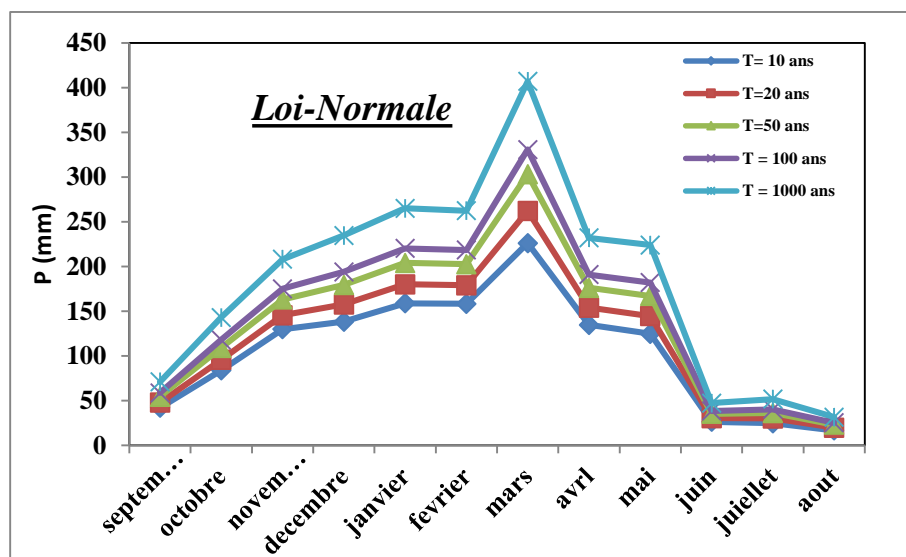


Figure IV.5. Présentation des récurrences pour les pluies mensuelles

L'étude des récurrences pour les précipitations mensuelles figure (IV.5) montre un pic au mois de Mars. Les quantiles décennal et millénaire sont 200 et 400 mm respectivement.

Pour l'étude des périodes de retour des valeurs mensuelles extrêmes sur la période (1970/1971-2009/2010), nous avons utilisé la loi de Gumbel. La fréquence cumulative de cette distribution pour les valeurs extrêmes est donnée par la relation suivante :

$$F(x) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{x-\xi}{\alpha}\right)\right] \quad -\infty \leq x \leq +\infty \quad (IV.1)$$

L'estimation du paramètre d'échelle  $\alpha$  équation (IV.3) se calcule par :

$$\alpha = 0,78 \sigma \quad (IV.2)$$

Le paramètre de position, quant à lui, s'exprime ainsi par :

$$\xi = \bar{p} - 0,5772 \alpha \quad (IV.3)$$

Pour une période de retour donnée, la pluie extrême maximale correspondante, peut être estimée à partir de la relation :

$$T = \frac{1}{1-F} \quad (IV.4)$$

La majorité des valeurs extrêmes mensuelles ont une période de retour incluse dans la fourchette 55 et 70 ans.

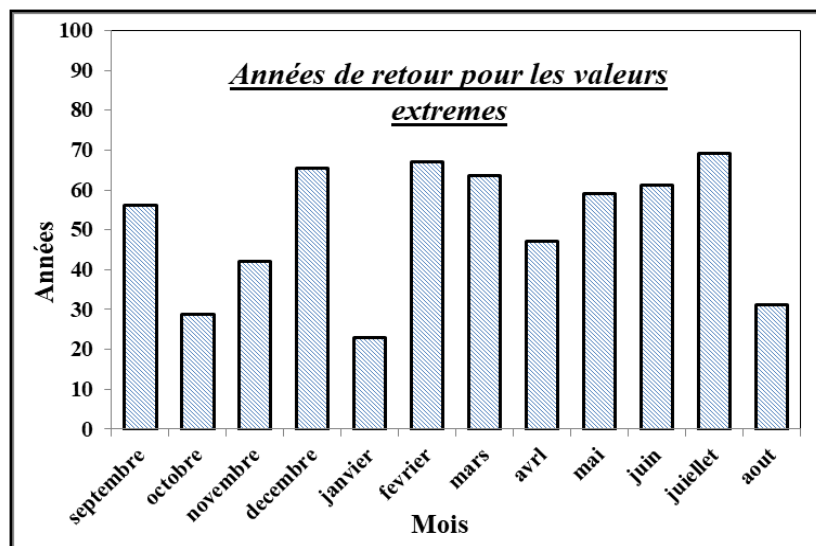


Figure IV.6. Présentation des périodes de retour pour les pluies extrêmes mensuelles.

### I. 3 Répartition saisonnière des précipitations

L'évolution moyenne saisonnière des précipitations (1970/1971-2009/2010), dénote que la période sèche correspond à la saison d'été (Juin, Juillet, Août), où le déficit pluviométrique est bien marqué. La période humide débute à partir de la deuxième moitié de l'Automne suivi d'un Hiver et un Printemps très humides. La figure IV.7 et le tableau IV.3, correspondent aux valeurs maximales en Hiver et au Printemps respectivement (227mm) et (215mm) qui dépassent la moyenne saisonnière (147,74mm) et représentent 75% de la moyenne des précipitations annuelles. En Automne, avec 133 mm, elles constituent 23% de la valeur moyenne annuelle.

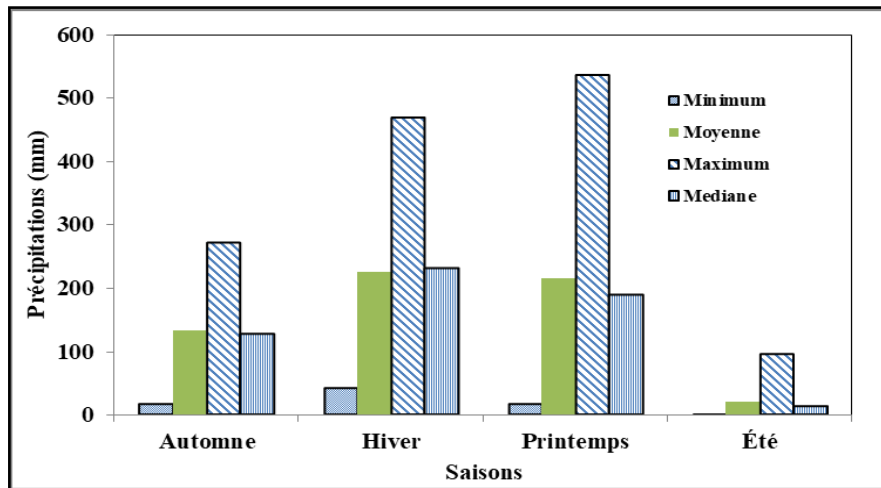
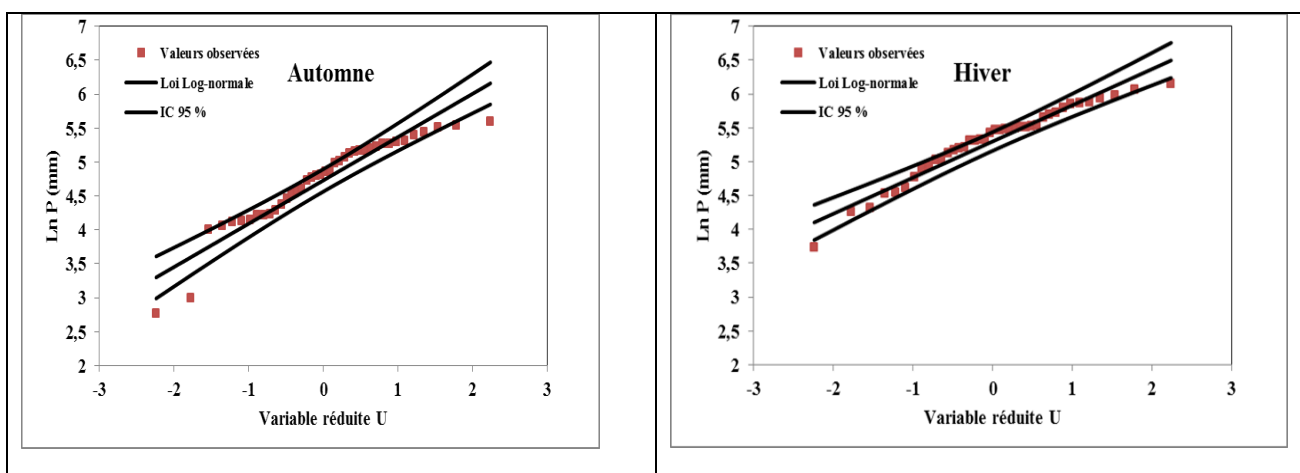


Figure (IV.7). Précipitations moyennes saisonnières à la station Meffrouche. (1970/1971-2009/2010).

Tableau IV.3. Valeurs maximale, minimale, écart-type et paramètres de position pour les pluies saisonnières (1970/1971-2009/2010).

	Automne	Hiver	Printemps	Été
<b>Moyenne (mm)</b>	133,2	226,8	215,1	19,7
<b>Ecart type (mm)</b>	66,6	103	137	22,5
<b>Médiane (mm)</b>	126	230,6	188,4	11,5
<b>Maximum (mm)</b>	270,7	469,5	535,6	94,5
<b>Minimum (mm)</b>	15,9	41,9	15,5	4,4
<b>Coefficient de variation</b>	0.50	0.45	0.64	1.14

— Pour les précipitations saisonnières la majorité des coefficients de variation dépassent 0.5, ce qui veut dire que ces valeurs s'ajustent mieux avec une loi log-normale. La figure IV.8 nous montre que la représentation graphique des précipitations des quatre saisons s'ajuste parfaitement avec une loi log-normale vu que tous les points observés sont inclus dans l'intervalle de confiance à 95 %.



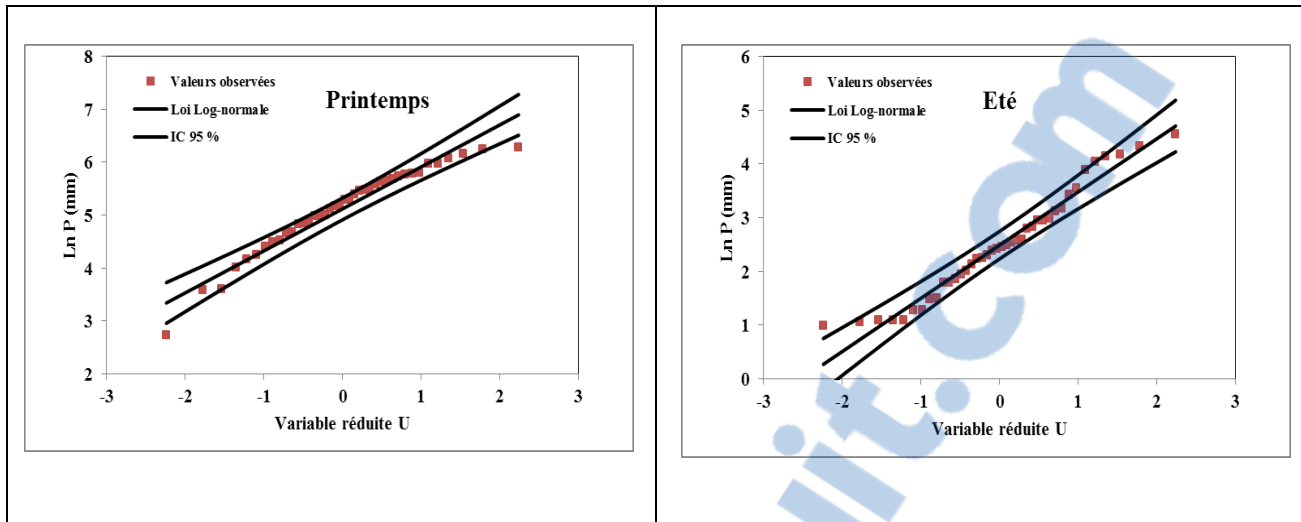


Figure IV.8. Ajustement des précipitations saisonnières à la loi log-normale (1970/1971-2009/2010).

Pour la décennale humide des saisons (fig.IV.9), le pic se présente au Printemps avec une valeur de 523 mm.

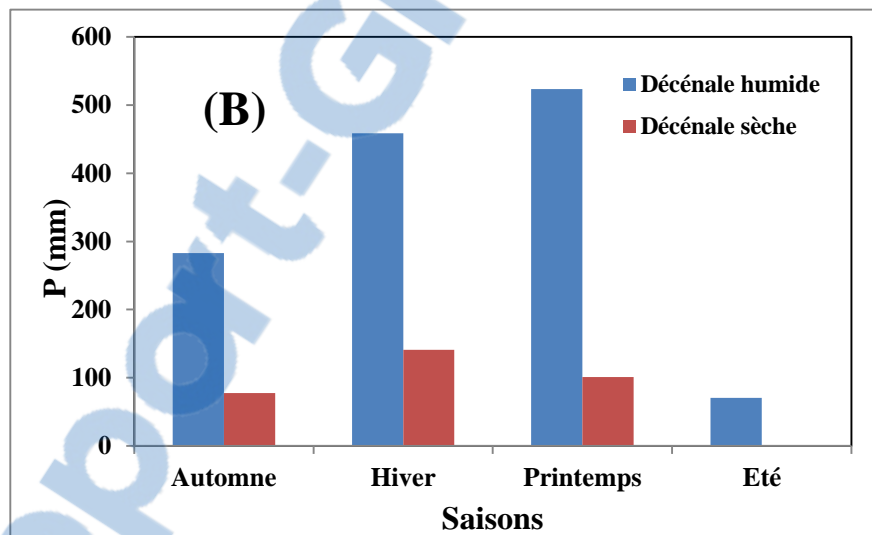


Figure IV.9. (A) Décennale des pluies saisonnière (B) Décennale des pluies saisonnières.

Pour l'estimation des périodes de retour des valeurs maximales des précipitations saisonnières et annuelles, la distribution statistique de Gumbell a été utilisée. La figure IV.9, montre les périodes de retour des valeurs maximales annuelles et saisonnières observées durant la période (1970-2010) au niveau de la station Meffrouche. Les résultats obtenus ont affiché que la valeur extrême de l'Automne se répète une fois sur 26 ans, et une fois sur 36 ans pour l'Hiver et le Printemps. L'été marque une exception. L'été pluvieux de 95 mm revient une fois dans 127 ans. La valeur maximale annuelle de 1073 mm qui enregistrée en 1973-1974 se reproduit une fois sur quarante années.

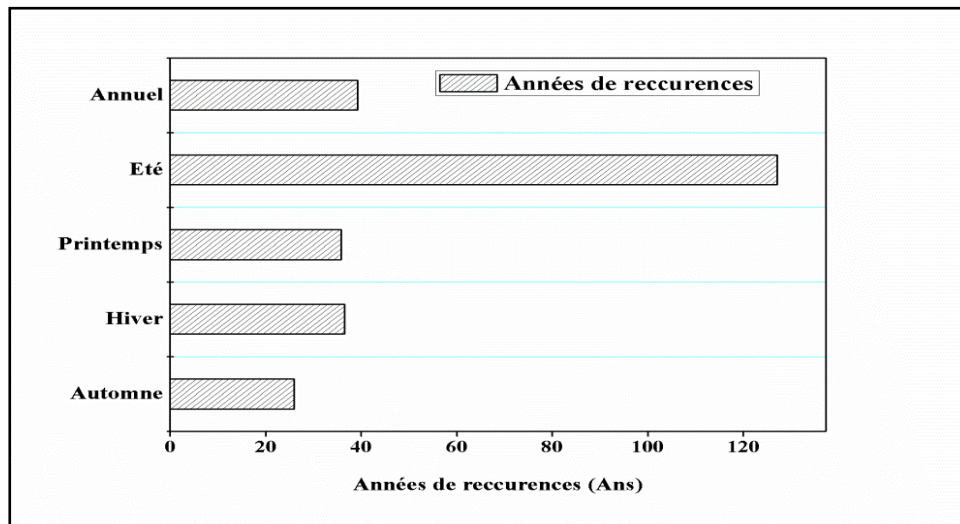


Figure IV.9. Période de retour pour les précipitations annuelles et saisonnières extrêmes de Meffrouche estimée par la loi de Gumbel (1970/1971-2009/2010).

### I.3 Précipitations journalières et pluies journalières maximales

La moyenne des précipitations journalières (fig.IV.10 A) pour la période allant de (1970/1971-2009/2010) présente des pics qui commencent de la mi-septembre jusqu'à la fin Avril, la moyenne maximale journalière de 8 mm est aperçue vers la fin Février début Mars représentant  $0.72 \text{ Hm}^3$  de lame d'eau précipitée au niveau du bassin versant. Pour le traitement des données journalières nous avons utilisé la loi de Gumbel ou (EV1), généralement la plus utilisée pour le traitement des observations hydrologiques extrêmes. L'ajustement des pluies journalières maximales par la loi de Gumbel (fig.IV.10 B), a montré que tous les points sont inclus dans la bande de confiance à 90 %.

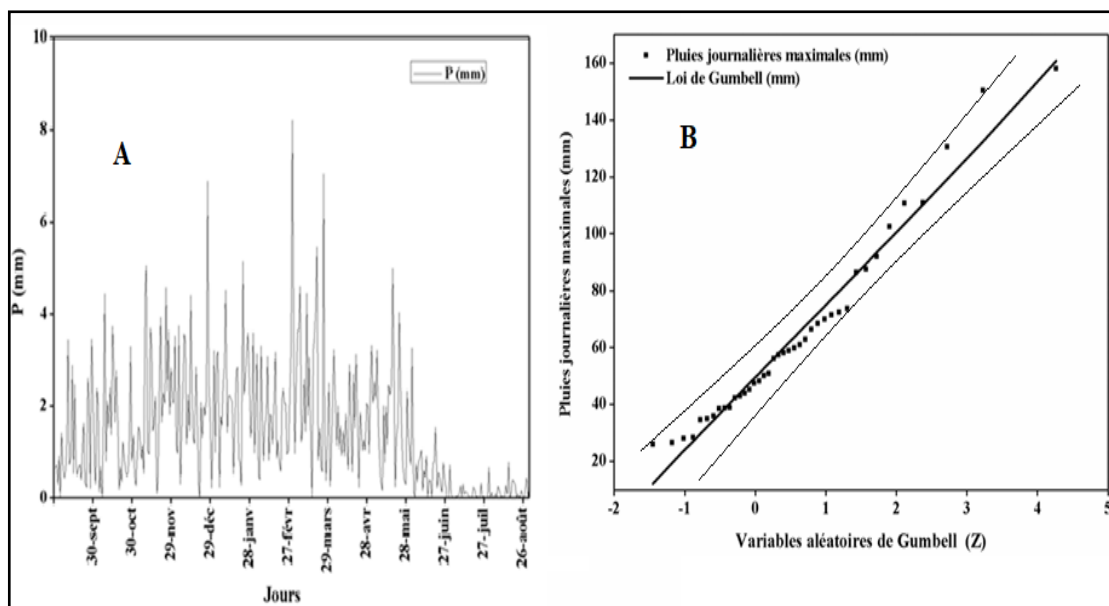


Figure IV.10. (A) Variation des précipitations journalières du bassin versant Meffrouche. (B) Ajustement par la distribution de Gumbel pour les pluies journalières maximales (1970/1971-2009/2010).

#### I.4. Variabilité temporelle des précipitations

L'étude de la variabilité de la pluviosité est très importante dans chaque étude des précipitations, il convient de tenir compte de l'écart à la moyenne correspondant à l'excédent ou au déficit annuel de l'année considérée pour la période d'étude. Cet écart est calculé par :

$$E_i(\%) = ((P_i - P_n) / P_n) \times 100 \quad (\text{IV.1})$$

$E_i(\%)$  : Ecart à la moyenne,

$P_n$  : Module pluviométrique moyen,

$P_i$  : Pluviométrie de l'année considérée.

L'écart à la moyenne, varie de +78,5% pour l'année (1973-1974) et -64% en (1982-1983). Dans la série, nous possédons 19 années d'écart positif, ce qui explique l'excédent pluviométrique et 21 années d'écart négatif relatif à un déficit pluviométrique.

#### II. Tendances interannuelles des précipitations

Ce test est appliqué sur toutes les chroniques non-stationnaires disposant d'au moins 30 années d'observations. La tendance est dite significative d'un point de vue statistique lorsque la P-value (critère d'erreur) du test est inférieure à 5%.

Le test de Mann-Kendall (Kendall, 1938, requis par Renard, 2006). L'hypothèse  $H_0$  testé est l'absence de tendance. La statistique calculée est défini comme suit :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn} [(y_j - y_i)(x_j - x_i)] \quad (\text{IV.2})$$

Où, la fonction  $\text{sgn}$  est définie par:

$-\text{sgn}(x) = 1$  pour  $x > 0$  ;  $\text{sgn}(x) = 0$  pour  $x = 0$  et  $\text{sgn}(x) = -1$  pour  $x < 0$ .

Mann (1945) et Kendall (1975) ont démontré que :

$$E(S) = 0 \text{ et } \text{Var}(S) = n(n-1)(2n+5)/18 \quad (\text{IV.3})$$

Dès que l'échantillon contient une dizaine de données, la loi de la statistique de test  $Z$  ci-dessous peut être approchée par une gaussienne centrée-réduite.

$$Z = \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \quad \text{Si} \quad S > 0 \quad (\text{IV.4})$$

$$Z = 0 \quad \text{Si} \quad S = 0 \quad (\text{IV.5})$$

$$Z = \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(S)}} \quad \text{Si} \quad S < 0 \quad (\text{IV.6})$$

Le nombre  $n_i$  d'éléments  $y_i$  qui le précèdent ( $i > j$ ) tels que  $y_i > y_j$  avec :  $i$  = chronologie de la série. La statistique  $t$  est donnée par :



$$t = \sum_i n_i$$

Et sous l'hypothèse nulle ( $H_0$  : Absence de tendance), sa loi de répartition est asymptotiquement une loi normale de moyenne :

$$E(t) = n*(n-1)/4 \quad \text{et de variance } \text{Var}(t) = n*(n-1)*(2n+5)/72$$

$$\text{Le calcul de } U(t) \text{ est : } U(t) = \frac{(t - E(t))}{\sqrt{\text{Var}(t)}}$$

Et on détermine à l'aide d'une table de la loi normale réduite  $\alpha_2$  tel que :

$$\alpha_2 = P(|U| > |U(t)|)$$

Si  $\alpha_0 > \alpha_2$  :  $H_0$  est acceptée

Si  $\alpha_0 < \alpha_2$  :  $H_0$  est rejetée

Il reste à souligner que l'un et l'autre de ces tests possèdent la même efficacité. Toutefois lorsqu'une série présente une tendance significative et que l'on désire situer l'époque à partir de laquelle la tendance s'est manifestée, la statistique du second test (Mann Kendall) se prête mieux au calcul progressif et rétrograde nécessaire à cet effet. On fait la même procédure qu'avant, en inversant la direction du calcul, la variable  $U'(t)$  obtenue est appelée série rétrograde. Le point d'intersection de  $U(t)$  avec  $U'(t)$  donne le début de la tendance.

La répartition graphique (fig.IV.12) des  $U(t)$  et de  $U'(t)$  montre que les deux courbes s'interceptent dans la saison 1974-1975, cette intersection indique qu'à partir de cette année la tendance commence à progresser vers la baisse. Cette diminution persiste les trois décennies qui suivent. La statistique  $U(t)$  de Mann-Kendall est de -2,21 (tableau IV.4). Cette valeur est supérieure au seuil de signification qui est de -1,96. Le P-value 0,027 est inférieur au seuil à  $\alpha_2 = 5\%$  (Donc  $H_0$  est rejetée) ceci confirme l'existence d'une tendance.

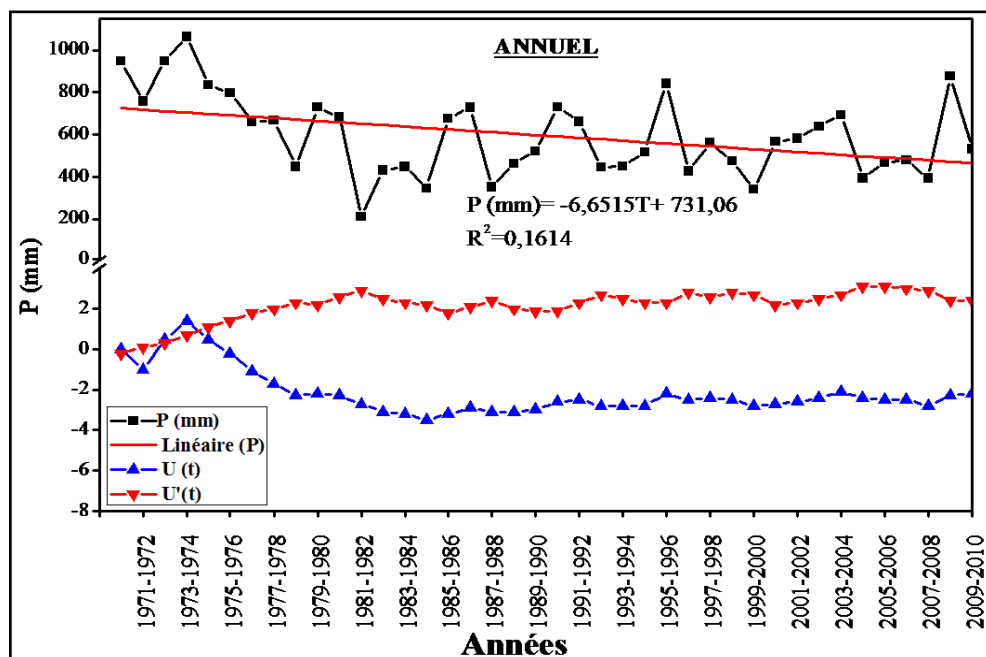


Figure IV.12. Tendence interannuelle des précipitations à la station du Mefrouche.



Tableau IV.4. Valeurs du test statistique de Mann-Kendall pour la série pluviométrique.

t	E(t)	$\sqrt{Var(t)}$	Seuil de signification	U (t)	P-Value	Année de tendance
295	390	42,9	-1,96	-2,2137	0,027	1974-1975

### III. Etude des températures

La température de l’atmosphère serait maximale près du sol et décroît de manière monotone en fonction de l’altitude, elle régit directement avec les autres facteurs météorologiques (insolation, vitesse et turbulence du vent, précipitations) et biogéographiques, le phénomène d’évapotranspiration et déficit d’écoulement annuel et saisonnier.

#### III.1. Températures annuelles

La figure IV.13 fournit une comparaison entre les températures et les pluies interannuelles de la période (1970-2010). La disproportion est perceptible entre les deux courbes. Les températures d’une moyenne interannuelle de 17°C, un écart type de 1,16°C avec une pente ascendante de coefficient 0,024, cela explique une hausse du régime thermique. L’inverse se produit au niveau des précipitations, la droite a une pente descendante avec un coefficient négatif de -6,65 signifie un rabais du régime pluvial inter annuel. Toutefois, à partir de 2000, nous assistons à un retour de la situation avec une légère augmentation de la pluviométrie et une diminution de la température en moyenne.

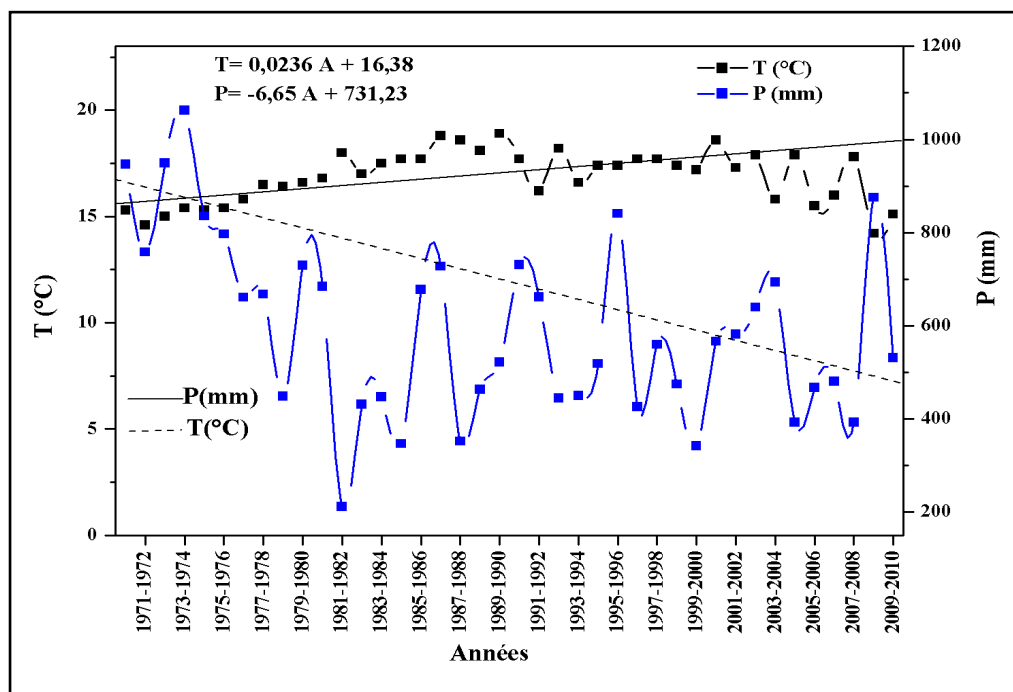


Figure IV.13. Variations interannuelle des températures en fonction des précipitations de la station Meffrouche (1970-2010) années hydrologiques.

### III.2. Températures mensuelles

Le tableau IV.5 illustre les températures moyennes mensuelles (1970-2010) années hydrologiques avec leurs paramètres statistiques.

Tableau IV.5. Températures moyennes mensuelles avec leurs paramètres statistiques exprimées en degré Celcius (1970/1971-2009.2010).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
<b>Moyenne</b>	22,4	18,1	13,8	11,4	9,75	10,8	13	14,1	17	22	25,5	25,8
<b>Ecart type</b>	1,87	2,27	1,83	3,32	1,45	2,65	3,54	1,78	2,13	2,3	1,57	1,45
<b>Cv</b>	0,08	0,12	0,13	0,3	0,15	0,24	0,27	0,12	0,12	0,1	0,06	0,05
<b>Max</b>	27,4	21,8	17,6	21,8	12,6	19,5	31,2	17	21,3	28	29	29
<b>Min</b>	18,5	13	10	6	6,3	4,23	8,93	10,5	10,4	17	22	22,5

La figure IV.14 montre la variation des températures mensuelles, on remarque qu'à partir du mois de Septembre, les températures commencent à baisser jusqu'à arriver au minimum au mois de Janvier (10°C). La croissance de la courbe commence au mois de Février jusqu'à atteindre le pic habituel aux mois de Juillet et Août (26°C). La courbe des températures minimales présente une concavité de la courbe vers le haut entre février et mai, qui indique une augmentation brusque des températures au printemps. La moyenne annuelle enregistrée durant la période d'étude est de l'ordre de 17°C.

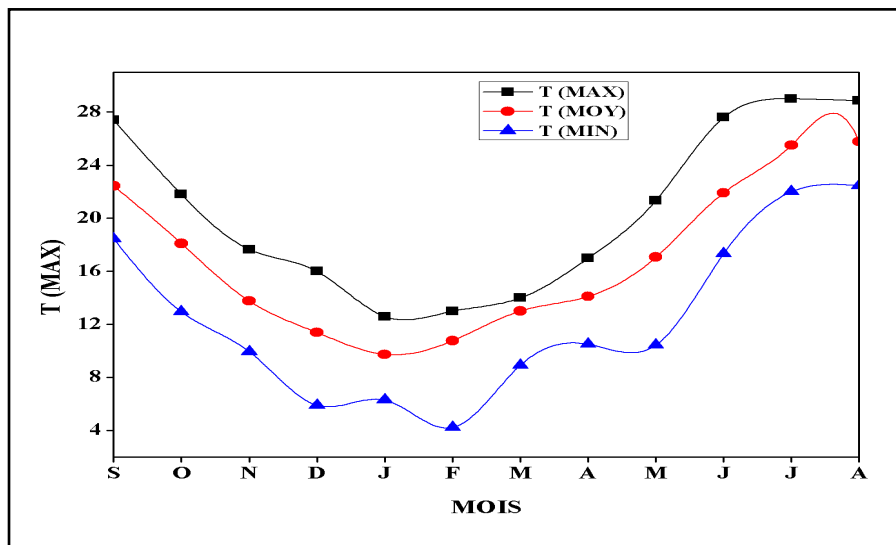


Figure IV.14. Variations moyennes mensuelles des températures (1970-2010) années hydrologiques.

### III. 2. 3 Tests de tendances pour les températures interannuelles

La répartition graphique des températures interannuelles figure (IV.15) montre une légère tendance à la hausse. On remarque aussi qu'à partir de la saison 2000-2001, on enregistre des fluctuations très remarquables (perturbations importantes) variant d'une année à l'autre. L'intersection de 1990-1991 entre le U(t) et le U'(t) indique une baisse avérée des températures après une succession d'années sèches.

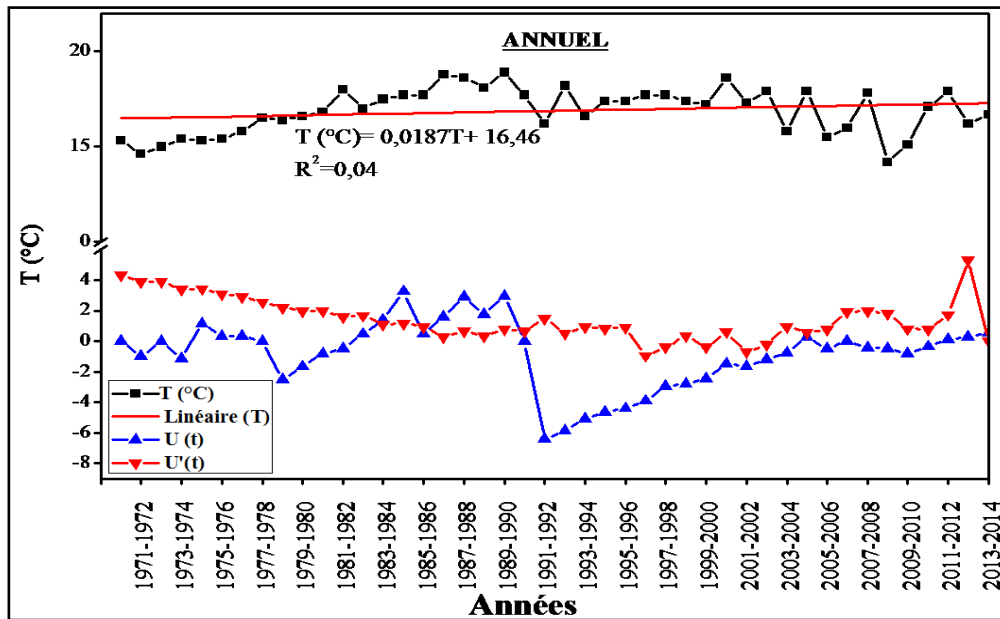


Figure IV.15. Tendence interannuelle des températures.

Tableau IV.6. Test statistique de tendance des séries de températures.

t	E(t)	$\sqrt{Var(t)}$	Seuil de signification	U (t)	P-Value
433	473	49,43	-1,96	-0,81	0,42

En ce qui concerne le test de tendances des températures (tableau IV.6), nous n'observons pas une tendance, le P-value marqué de 0,42 est supérieur à  $\alpha_2 = 5\%$  (Donc l'hypothèse  $H_0$  : est acceptée, il n'y a pas de tendance  $\alpha_0 > \alpha_2$ ).

### III.2.4. Diagramme pluviométrique :

Le diagramme pluviothermique (fig.IV.16) est tracé à partir de deux courbes (courbe des précipitations moyennes mensuelles et la courbe des températures moyennes mensuelles).

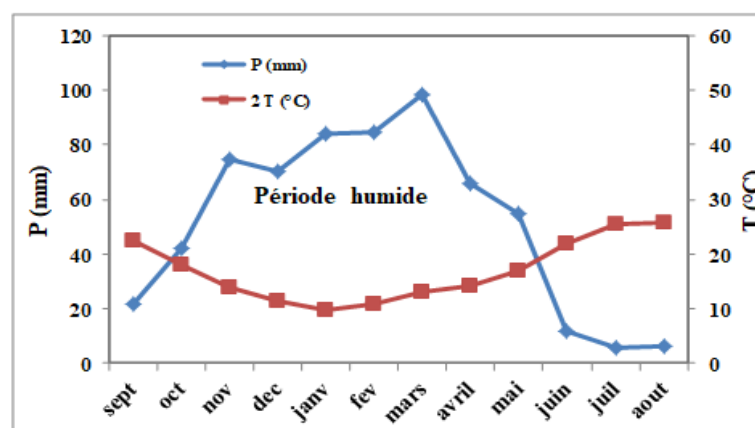


Figure IV.16. Diagramme ombrothermique de la station Meffrouche (1970-2010) années hydrologiques.

Les courbes s'opposent et leur interaction sectionne la saison sèche de la saison humide. Nous remarquons que la saison humide dure six mois, elle commence à partir de la mi-octobre avec des précipitations moyennes de 40 mm (l'intersection des deux courbes), c'est là, où la courbe des précipitations commence à être au-dessus de celles des températures jusqu'à atteindre le pic de 100 mm au mois de Mars, la saison humide prendra sa fin à la mi-mai. Au-delà commence la saison sèche avec des écarts importants entre le maximum des températures 25°C et le minimum des précipitations 5 à 6 mm en juillet et août, ce qui permet de déduire que c'est une région qui a un climat très sec en été.

### IV. Etude des eaux de surface

L'évaluation des ressources en eau superficielles est très utile dans le but de leur gestion, il est utile de connaître les réactions hydrologiques du bassin versant vis à vis des conditions d'alimentation (Khaldi, 2005).

Les eaux de surface qui ruissèlent après chaque averse suivent les étapes de la figure IV.17.

La première phase qui est la phase d'érosion, correspond à l'écoulement torrentiel qui est caractérisé par une vitesse importante qui fait éroder les versants et les lits des cours d'eau, cette étape correspond à la montée de l'hydrogramme.

La deuxième phase est la phase de transport elle correspond au transport des sédiments érodés.

La troisième phase correspond au dépôt des sédiments, elle correspond à un écoulement fluvial, (Phase de décrue de l'hydrogramme), c'est-à-dire la vitesse est minimale, ce qui engendre le dépôt.

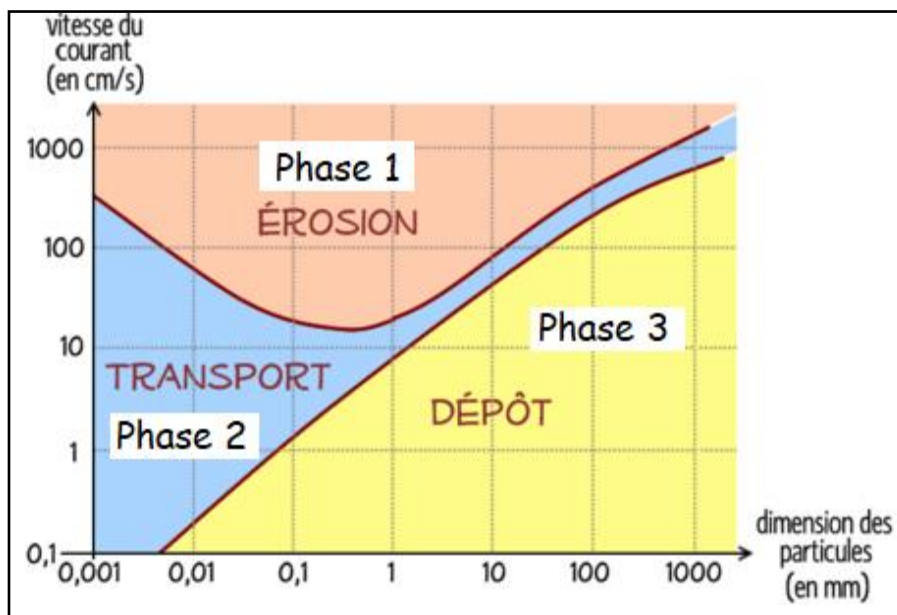


Figure IV.17. Phases d'érosion mécanique et du transport après ruissèlement de surface.

#### IV. 1 Variation mensuelle des débits du bassin versant du Meffrouche

Durant une période d'observation de 22 ans allant de (1988 à 2010) années hydrologiques, les débits mensuels du bassin versant du Meffrouche (fig.IV.18) varient selon

la saison. On remarque que ces derniers connaissent un accroissement qui commence au mois de Novembre, là où les couches superficielles du sol commencent à se saturer par les premières pluies automnales après une longue période sèche. Le premier pic de  $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$  qui représente 53 mm en lame d'eau écoulee est observé au mois de Janvier, le second se présente au mois de Mars avec une valeur de  $0,35 \text{ m}^3/\text{s}$ . En cette période de l'année (début du Printemps) la végétation couvre le sol et les nappes d'eau souterraines qui existent dans le bassin commencent à évacuer leur excédent d'eau à travers les sources vers le réseau de drainage du bassin.

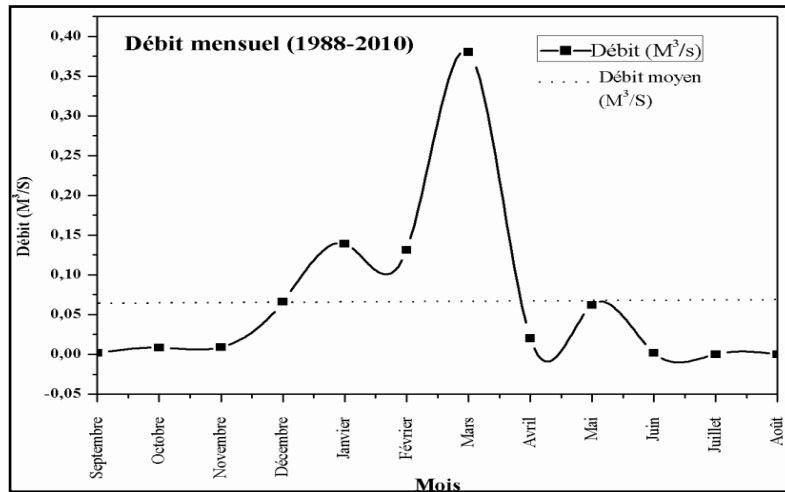


Figure IV.18. Variation mensuelle des débits du bassin du Meffrouche (1988-2010) années hydrologiques.

#### IV.2. Variation annuelle des débits et des apports de surface

Les débits interannuels varient directement et proportionnellement avec le régime des précipitations. La figure IV.19 montre que le module annuel se trouve 15 fois au-dessous de la moyenne interannuelle de  $0,07 \text{ m}^3/\text{s}$  contre sept années au-dessus de la valeur indiquée. L'allure de la courbe montre une baisse de 1991 à 2007 années hydrologiques jusqu'en 2008-2009 années hydrologiques où s'annonce le pic de la série de  $0,32 \text{ m}^3/\text{s}$ .

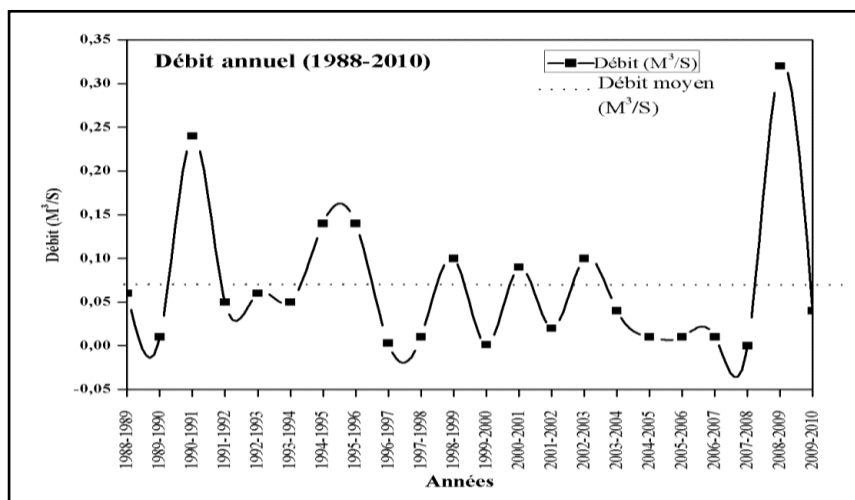


Figure IV.19. Variation interannuelle des débits (1990-2010) années hydrologiques.

L'apport liquide  $A_L$  exprimé en ( $Mm^3$ ), correspondant au bassin versant de l'oued el Nachef est donné par la relation suivante :

$$A_L = \sum_{i=1}^n (t_{i+1} - t_i) Q_i \quad (IV.7)$$

$t_{i+1} - t_i$  : Pas de temps entre deux prises de mesure en seconde.

L'évolution des apports hydriques interannuels (fig.IV.20), montre que le nombre des années déficitaires dépasse celui des années excédentaires (7 contre 11). La moyenne interannuelle des apports liquides est de l'ordre de  $3 \text{ Hm}^3$  (une valeur qui représente le 1/5 du volume du barrage se trouvant en aval), toutefois certains cycles hydrologiques exceptionnels comme 1990/1991, 1995/1996 et 2008/2009 enregistrent des volumes annuels d'eau importants (5 à 11 millions de  $m^3$ ).

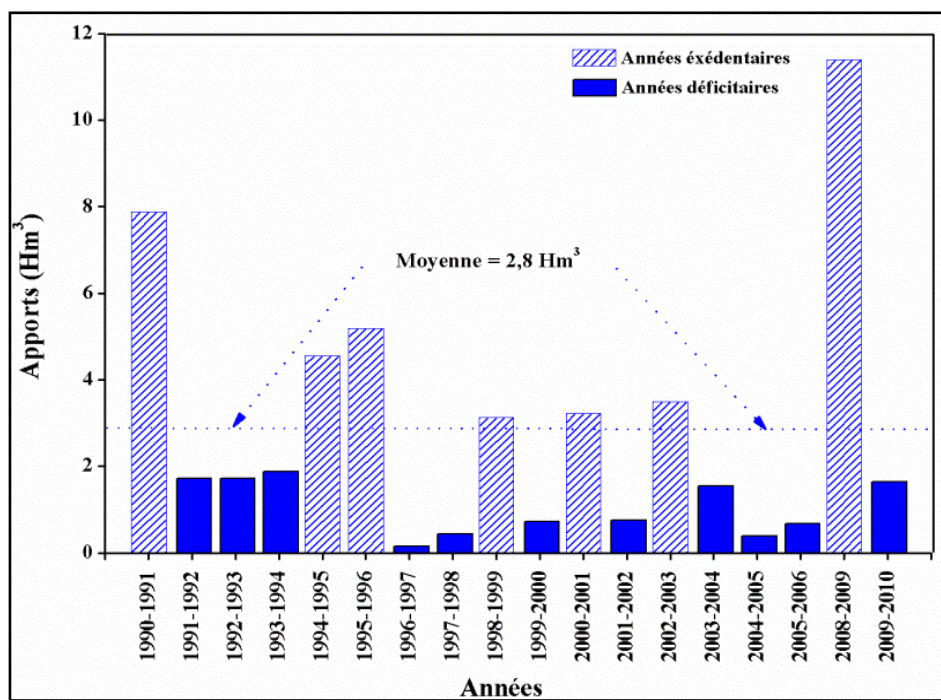


Figure IV.20. Evolution des apports hydriques annuels du bassin Meffrouche (1990-2010).

Pour la variation des débits journaliers en fonction des précipitations journalières (1990-2010) (fig.IV.21), on remarque que le collecteur principal du réseau de drainage du bassin versant a un écoulement temporaire, il ne s'écoule qu'en période des averses et particulièrement ses premiers pics commencent à apparaitre vers le fin Novembre, là où la réserve utile du sol commence à faire son plein. Les débits moyens journaliers maximaux de  $2 \text{ m}^3/s$  s'observent vers le début de Mars suite aux précipitations hivernales et au début de la vidange des nappes.



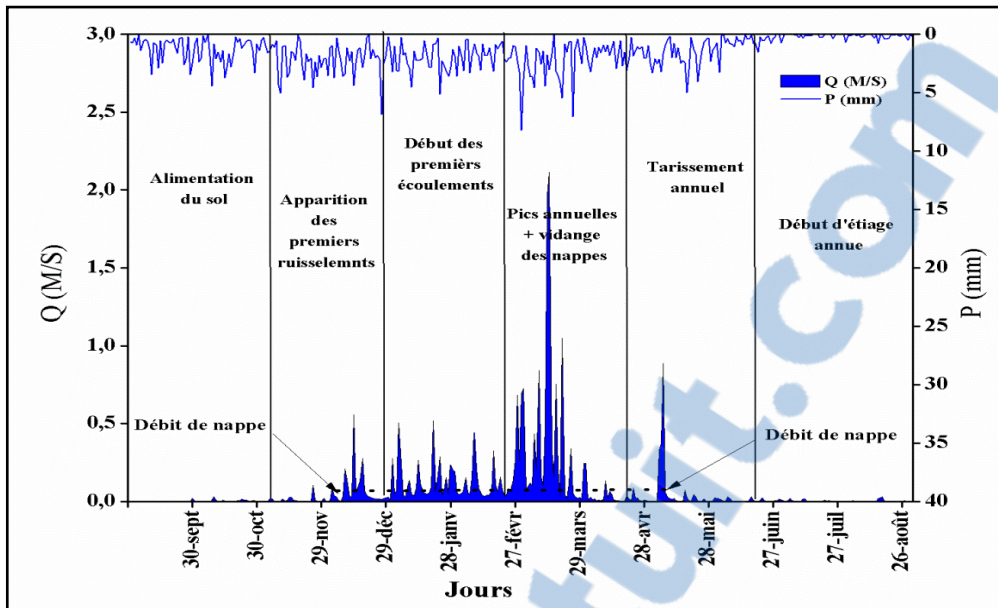


Figure IV.21. Variation des débits moyens journaliers en fonction des précipitations au niveau du bassin du Meffrouche (1990-2010) années hydrologiques.

L'ajustement des débits moyen annuels par la loi de Gumbel (fig.IV.22), montre que presque tous les points se situent à l'intérieur de l'intervalle de confiance à 90 %, excepté la valeur minimale. Donc d'après le graphique, on déduit que les débits moyens annuels s'ajustent parfaitement à la loi de Gumbel.

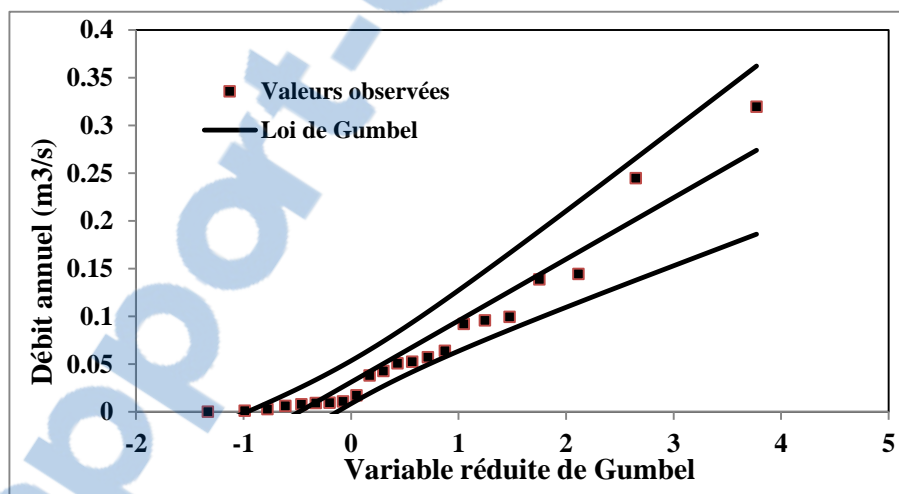


Figure IV.22. Ajustement des débits annuels par la loi de Gumbel du bassin versant Meffrouche (1990-2010) années hydrologiques.

L'étude des récurrences des débits mensuels (fig.IV.23), présente pour l'approche de Gumbel les premières hausses au mois de Décembre avec une fourchette variant entre 0,8 et 2,5 m<sup>3</sup>/s respectivement pour les pas décennal et millénial. Le maximum des écoulements se manifeste au mois de Mars avec 1,8 m<sup>3</sup>/s pour le décennal et 5 m<sup>3</sup>/s pour le millénal.

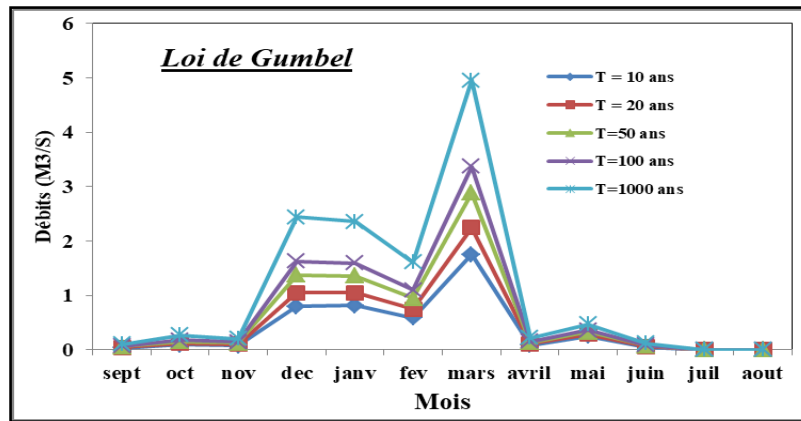


Figure IV.23. Etude des récurrences des débits mensuels du bassin Meffrouche (1990-2010) années hydrologiques.

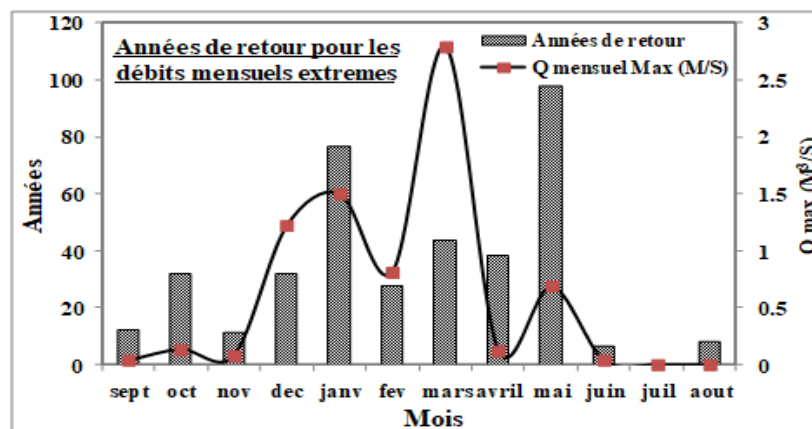


Figure IV.24. Périodes de retour pour les valeurs maximales mensuelles du bassin Meffrouche (1990-2010) années hydrologiques.

La figure (IV.24) montre les débits mensuels extrêmes avec leurs périodes de retour, les valeurs des périodes de retour des mois de Janvier et Mai sont les plus élevés 80 et 100 ans.

## V. Evapotranspiration et bilan hydrique

### V.1 Evapotranspiration

La plupart des formules empiriques pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence sont obtenues et ensuite testées pour une zone particulière ou une culture donnée, ce qui fait que leur extrapolation à d'autres conditions climatiques nécessite un contrôle et parfois des ajustements afin qu'elles soient adaptées aux conditions locales. Par exemple, la relation proposée par Blaney et Criddle (U.S.A, 1970), qui permet une estimation correcte de l'évapotranspiration pour des régions arides ou semi-arides a tendance à la surestimer pour des climats tempérés.

La formule de Turc (1961) est en revanche une relation qui peut être appliquée dans les régions tempérées pour estimer l'évapotranspiration de référence. Elle s'écrit dans son expression mensuelle ou décadaire :



$$ET_0 = 0.4 (R_G + 50) * \left( \frac{t}{t+15} \right) \quad (IV.8)$$

Avec :

- t : Température moyenne de la période considérée (°C),
- ET<sub>0</sub> : Evapotranspiration de référence mensuelle ou décadaire (mm),
- R<sub>G</sub> : Rayonnement global mensuel ou décadaire (cal/cm<sup>2</sup>/jour).

Cette formulation est très simple d'emploi mais ne permet pas de prendre en compte les effets du vent.

La méthode de Thornthwaite permet de calculer ponctuellement en une station le bilan mensuel et annuel à partir des valeurs mensuelles des précipitations et des valeurs moyennes mensuelles des températures. L'évapotranspiration mensuelle est calculée d'après la formule suivante :

$$ETP \text{ (mm)} = 16 \left( \frac{10t}{I} \right)^a \cdot K$$

ETP : Evapotranspiration mensuelles corrigée (mm),

t : Température moyenne mensuelle (°C),

I : Indice thermique annuel, c'est la somme des indices mensuels calculés à partir des températures moyenne mensuelles selon la formule :

$$I = \left( \frac{t}{5} \right)^{1.514}$$

a :  $6,75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0,49$ .

K : Coefficient de correction dépendant de la latitude.

## V.2. Variation de l'évapotranspiration mensuelle

L'évolution de l'évapotranspiration mensuelle (fig.IV.25) pour une période allant de 1970 à 2007 années hydrologiques a été estimée par deux méthodes Turc et Thornthwaite (1948). On remarque que les valeurs maximales sont marquées durant les trois mois de Juin, Juillet et Août, et la distinction entre les deux approches c'est que la méthode de Thornthwaite sous-estime les mois allant de Septembre à Juin et surestime les mois estivaux par rapport à la méthode de Turc.

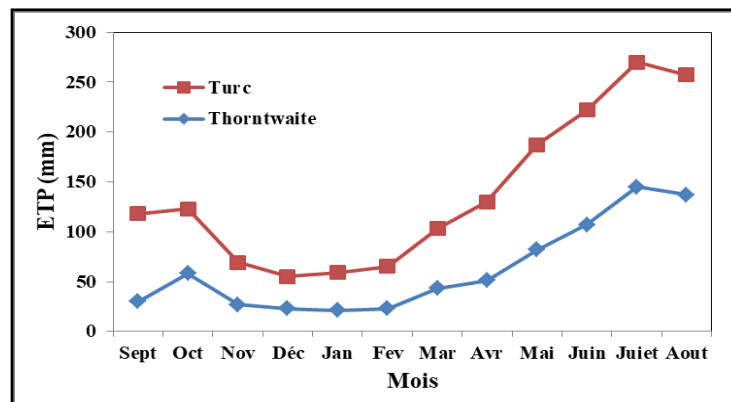


Figure IV.25. Variation mensuelle de l'ETP calculée par Turc et Thornthwaite du bassin Meffrouche (1970-2007) années hydrologiques.

### V.3. Bilan hydrique

Il est intéressant de noter que dans chacune des phases, on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état. Il s'ensuit que l'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation appelée "bilan hydrologique" qui est le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps (Musy 1991).

On peut schématiser le phénomène continu du cycle de l'eau en trois phases :

**a- les précipitations,**

Avec :

D : Déficit d'écoulement annuel (mm),

P : Pluie annuelle -le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain,

**b- l'évaporation,**

L'équation du bilan hydrique fondée sur l'équation de continuité s'exprime comme suit, pour une période et un bassin donné :

$$P + S = R + E + (R + \Delta R) \quad (IV.9)$$

avec :

P : Précipitations (liquide et solide) (mm),

S : Ressources (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) (mm),

R : Ruissellement de surface et écoulement souterrain (mm),

E : Evaporation (y compris évapotranspiration) (mm),

S + ΔS : Ressources accumulées à la fin de la période (mm).

Le déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation. Il peut être estimé à l'aide de mesures ou de méthodes de calcul.

A titre illustratif, la formule de Turc est la suivante :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad (IV.10)$$

T : Température moyenne annuelle (°C).

$L = 300 + 25 T + 0.05 T^3$ .

### V.4. Evolution du bilan mensuel

Pour le calcul du bilan hydrique mensuel l'estimation des paramètres d'écoulement est importante. Nous nous sommes basés sur les formulations suivantes :

-Si  $P > ETP$ , alors  $ETR = ETP$ , mais si  $ETR < P$ , alors il y a un surplus hydrologique qui va alimenter la RU et l'écoulement. RU étant la réserve utile (mm).

-Si  $P < ETP$ , alors  $ETR = P + RU$ . La RU (réserve utile) peut être suffisant pour alimenter l'évaporation et  $ETR = ETP$ . RU s'épuise ETR devient  $<$  à ETP.  $ETR = 0$  quand P et RU = 0.

-Le calcul de variation de la réserve (mm) = RU (Mois actuel) – RU (Mois précédent).

-Le déficit agricole (mm) =  $P - ETP$

-Le ruissellement (mm) =  $Le = P - ETP - RU$

L'estimation du bilan mensuel tableau IV.7 et figure IV.26, pour une période de quarante ans montre que durant l'année, uniquement cinq mois ont un excédent hydrique ( $P > ETP + LE$ ), cette période s'étale de Novembre à Mars (Période humide de l'année). Au-delà et à partir du mois d'Avril, on remarque que le déficit hydrique débute avec une variation de réserve de -14,5 mm et les lames d'eau écoulées durant cette période de l'année proviennent de la recharge antérieure et/ou les orages subites.

Tableau IV.7. Paramètres calculés du bilan mensuel pour le bassin Meffrouche (1970-2010) années hydrologique.

	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Juill	Août	Total (mm)
<b>P (mm)</b>	19,42	41,80	72,03	69,00	78,83	78,99	98,41	64,30	52,46	9,82	4,97	4,97	595,00
<b>ETP (mm)</b>	91,15	68,27	45,04	37,94	37,37	45,09	59,62	78,81	105,56	117,35	131,85	124,31	942,35
<b>P-ETP (mm)</b>	-71,74	-26,47	27,00	31,06	41,45	33,90	38,79	-14,50	-53,10	107,53	126,88	119,34	-347,35
<b>RU (30) (mm)</b>	0,00	0,00	27,00	30,00	30,00	30,00	30,00	15,50	0,00	0,00	0,00	0,00	
<b>ETR (mm)</b>	19,42	41,80	45,04	37,94	37,37	45,09	59,62	78,81	67,96	9,82	4,97	4,97	452,80
<b>DEFICIT AGRICOLE</b>	71,74	26,47	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	37,60	107,53	126,88	119,34	489,55
<b>Excédent</b>	0	0	0	28,06	41,45	33,90	38,79	0	0	0	0	0	142,29
<b>Ecoulement</b>	0,6	0,3	0,15	14,03	34,75	34,33	36,56	18,28	9,14	4,57	2,28	1,14	142,29

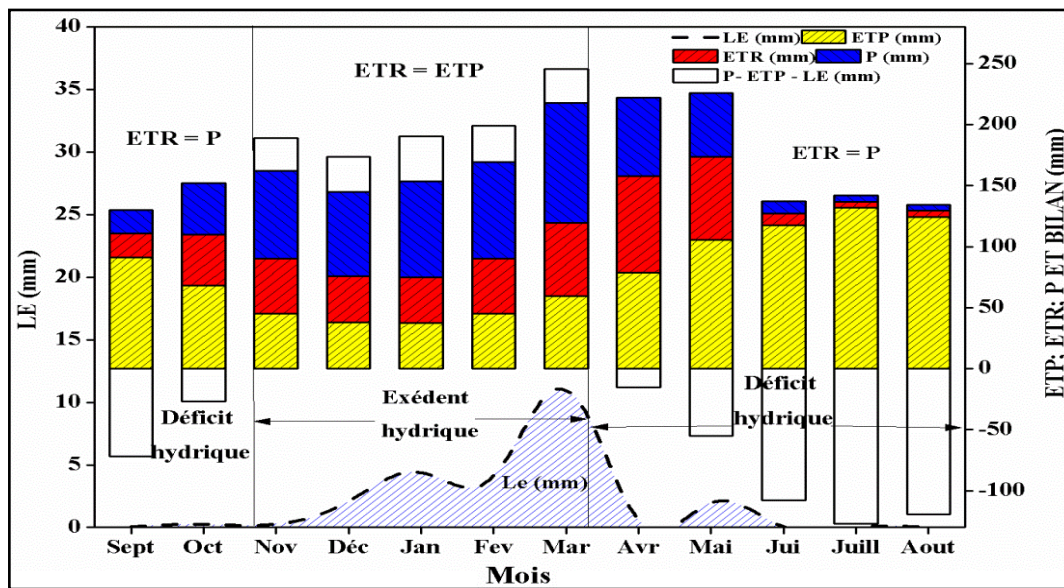


Figure IV.26. Bilan mensuel du bassin Meffrouche (1970/1971-2009/2010).

### V.5. Evolution du bilan annuel

En se basant sur l'équation générale du bilan hydrologique (IV.9), on peut calculer le déficit d'écoulement ( $De$ ) qui est la somme de ETR et de la variation du stockage. ( $\Delta S = S_1 - S_0$ ) soit :

$$De = P - Le = ETR + \Delta S \quad (IV.11)$$

Dans le cas d'une moyenne obtenue à partir de plusieurs années d'observation, il en résulte que la valeur moyenne de De est voisine de la valeur moyenne de l'évapotranspiration réelle ETR (fig.IV.27).

K % est le coefficient d'écoulement ( $K (\%) = (Le / P) \times 100$ ) (IV.12)

Les termes du bilan sont reportés au tableau (IV.8).

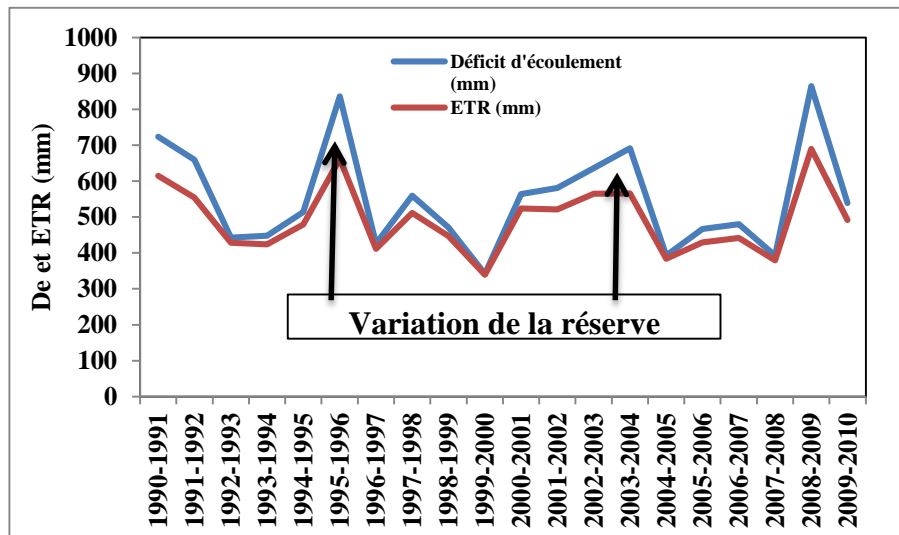


Figure IV.27. Déficit d'écoulement et évapotranspiration réelle du bassin Meffrouche (1990-2010).

Tableau IV.8. Termes du bilan hydrologique du bassin Meffrouche (1990-2010).

	P (mm)	Le (mm)	De (mm) = P - Le	ETR (mm) (Turc)	$\Delta S$ (mm) = De - ETR	K (%) = (Le/P) x100
1990-1991	731.2	93.7	637.5	615.3	22.2	12.8
1991-1992	661.5	20.2	641.3	554.8	86.5	3.1
1992-1993	444.8	20.1	424.7	428.7	-4	4.5
1993-1994	450.2	22.0	428.2	424.0	4.2	4.9
1994-1995	518.4	54.3	464.1	479.2	-15.1	10.5
1995-1996	841	61.8	779.2	662.2	117	7.3
1996-1997	426.3	1.4	424.9	411.2	13.7	0.3
1997-1998	560.2	4.8	555.4	511.1	44.3	0.9
1998-1999	474.6	37.3	437.3	446.9	-9.6	7.9
1999-2000	342.4	8.3	334.1	338.9	-4.8	2.4
2000-2001	567	38.3	528.7	523.8	4.9	6.8
2001-2002	581.9	8.7	573.2	521.6	51.6	1.5
2002-2003	639.9	41.5	598.4	565.4	33	6.5
2003-2004	693.5	18.0	675.5	565.6	109.9	2.6
2004-2005	392.7	4.3	388.4	384.1	4.3	1.1
2005-2006	467.6	7.7	459.9	429.6	30.3	1.7
2006-2007	480.5	3.2	477.3	442.0	35.3	0.7
2007-2008	392.5	1.0	391.5	379.6	11.9	0.3
2008-2009	875.7	135.6	740.1	690.4	49.7	15.5
2009-2010	541	19.3	521.7	491.8	29.9	3.6
Moyenne (mm)	554.1	30.1	637.5	493.3	30.76	4.7

## VI. Relation précipitations, températures et transport solide

La figure IV.28 montre la variation mensuelle des paramètres climatiques (températures, pluies) en fonction des concentrations des sédiments en suspension. On remarque que la variation est proportionnelle entre les températures mensuelles et les concentrations en suspension. La concentration maximale 7g/L est enregistrée au mois de Septembre et une autre enregistrée au mois d'octobre. Durant ces période de l'année les températures sont élevées, ce qui fait que le sol est dépourvu de végétation et donc le matériau sol est facilement mobilisable (l'augmentation de la température diminue la cohésion du sol). Et par contre un petit orage fait véhiculer une quantité considérable de terre.

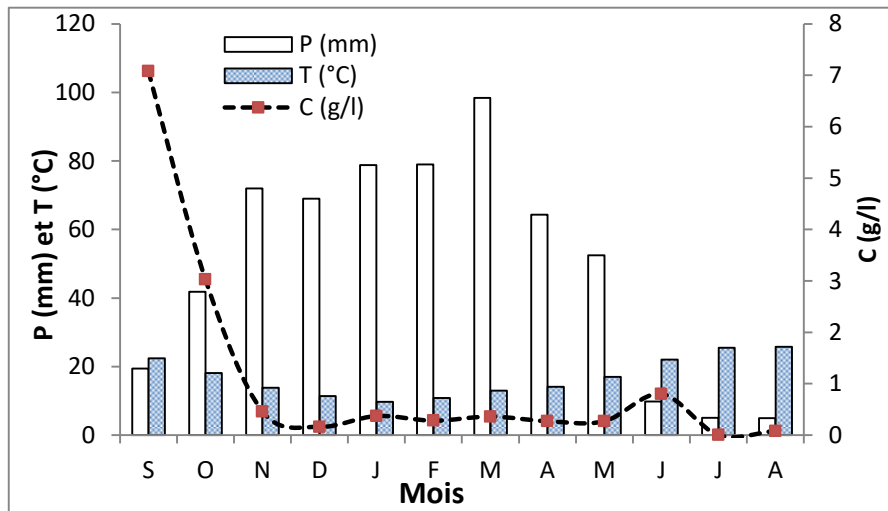


Figure IV.28. Variation mensuelle des concentrations en fonction des précipitations et des températures (1970-2007) années hydrologiques.

## VII. Evaluation des eaux de tarissement du bassin versant

La figure IV.29 présente la variation interannuelle des volumes d'eau souterrains et les coefficients de tarissement  $k$  pour chaque année. Ces volumes sont calculés à partir du début du tarissement annuel en utilisant la fonction exponentielle de la forme :

$$Q_t = Q_0 e^{-kt}$$

Cette formule a été proposée par l'Ingénieur français Maillet (1905,1906).

$Q_0$  : Débit initial en début de vidange,

$Q_t$  : Débit à l'instant  $t$ ,

$k$  : Coefficient de vidange ou de tarissement caractéristique du milieu poreux qui constitue le réservoir exprimé en  $J^{-1}$  (Probst 1983, Kattan 1987).

Le volume mobilisé est calculé à partir de l'intégration de la formule de Maillet, comme suit :

$$V_{mob} = \frac{Q_0 \left(\frac{m^3}{s}\right)}{k} \times 86400 \text{ (s.j}^{-1}\text{)} = \int_0^{\infty} Q_0 e^{-kt} dt \quad (IV.13)$$

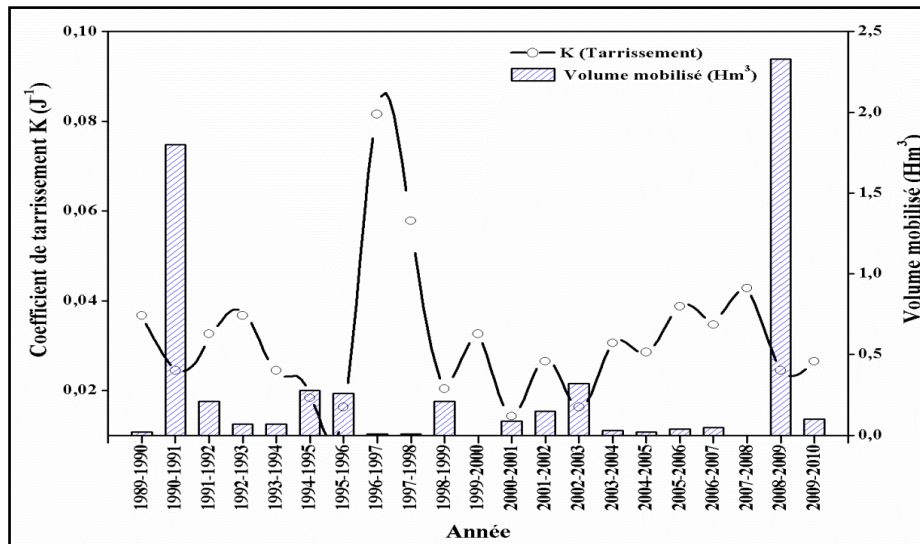


Figure IV.29. Variations interannuelle du coefficient de tarissement en fonction du volume de nappe mobilisé (1970-2010) années hydrologiques.

La variation annuelle des apports mobilisés des nappes (fig.IV.29), montre que les valeurs maximales des volumes se sont présentées en 1990-1991 et en 2008-2009 avec respectivement 1,9 et 2,3 Hm<sup>3</sup>. Il faut noter aussi que durant la période sèche, on observe une réduction du régime pluvial, ce qui a agi directement sur la réserve superficielle et par suite la réserve souterraine.

Le coefficient de tarissement  $k$ , fluctue d’une année à une autre entre 0,01 en 1995-1996 et son max de 0,08 j<sup>-1</sup> observé en 1996-1997, la saison où les volumes d’eau étaient presque nuls. En effet l’étude du coefficient de tarissement pour le bassin versant du Meffrouche montre un qu’il est faible lorsque la contribution des apports de nappe est forte et augmente dans le cas contraire. En effet, figure indique que pour la période sèche, ce coefficient varie entre 0,035 et 0,08 et pour la période humide, il est compris entre 0,015 et 0,025. La corrélation entre les coefficients de tarissement et les apports de nappe (fig.IV.30) montre que le coefficient maximal  $k$  de 0.081 correspond au volume de 0.1 Hm<sup>3</sup>.

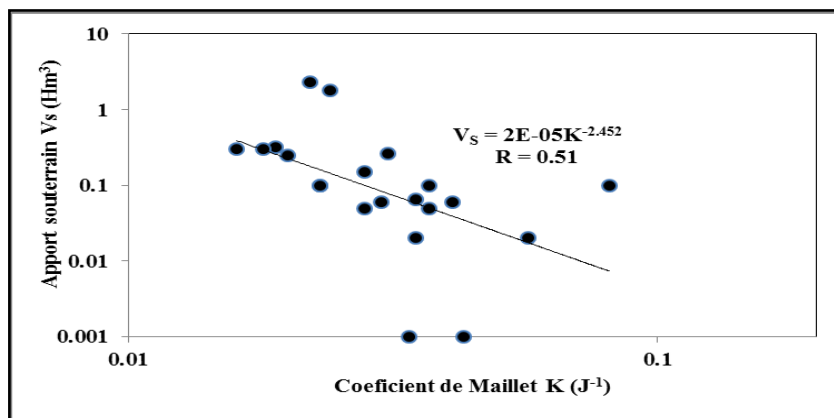


Figure IV.30. Corrélation entre les apports hydriques souterrains et le coefficient de tarissement de Maillet du bassin Meffrouche (1990-2010) années hydrologiques.



La figure IV.31, représente les pourcentages des rapports des débits  $Q_0$  (débit du début du tarissement) sur les débits de pointe interannuels  $Q_p$  en fonction du rapport des nappes sur les volumes totaux annuels observés. Nous remarquons une bonne proportionnalité entre les deux courbes. La variation de  $(A_n/A_t)$  varie entre 0 et 26%, avec un pourcentage moyen interannuel de 10% et celle de  $(Q_0/Q_p)$  est de 13,6 %. Ces moyennes expriment un échange rapide entre les eaux de surface et celui des aquifères.

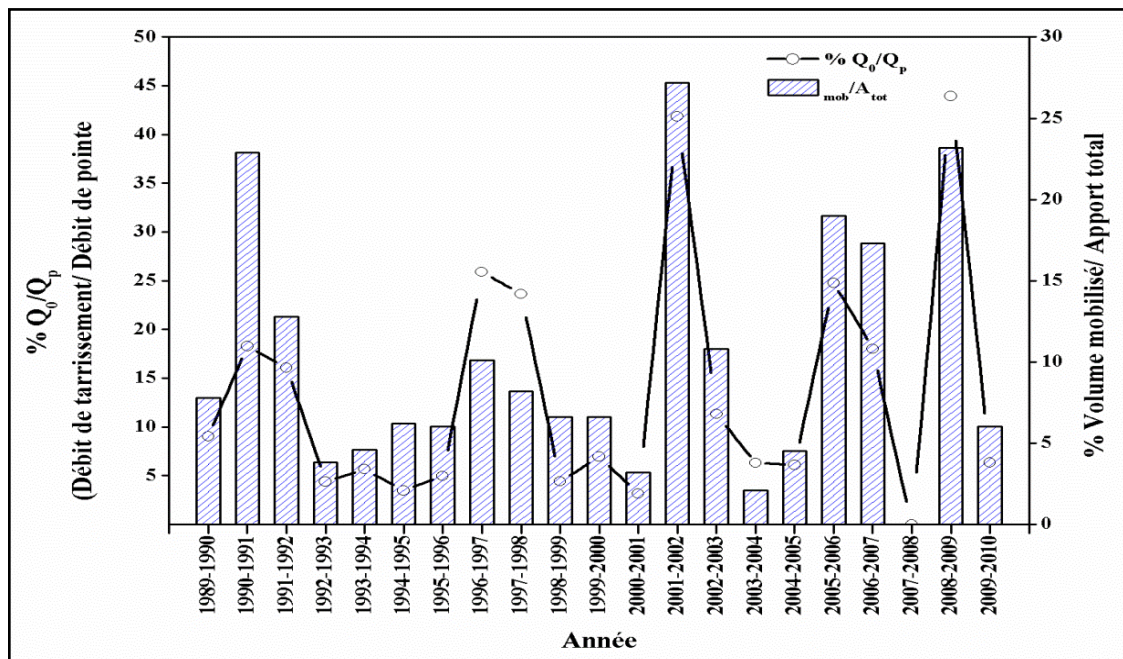


Figure IV.31. Pourcentage interannuel des rapports  $(Q_0/Q_p)$  et  $(\text{Volume mobilisé}/ \text{Apport total})$  (1970-2010) années hydrologiques.

### Conclusion

Le présent chapitre englobe une étude climatologique qui comporte les précipitations, les températures, les écoulements de surface et la contribution des nappes. Les précipitations de la station Meffrouche s'ajustent aux fonctions de distribution des lois normale, log normale et racine normale. Leur variation diminue en fonction du temps durant la période (1970-2010) années hydrologiques avec une moyenne interannuelle qui frôle les 600 mm. Concernant la variation des pluies à l'échelle mensuelle, c'est à partir du mois d'Octobre que la lame d'eau précipitée atteint les 40 mm, une valeur qui se rapproche de la moyenne mensuelle jusqu'à atteindre le pic au mois de Mars (98 mm), au-delà débute le fléchissement du régime pluvial mensuel jusqu'à arriver au minimum au mois d'Août (5 mm).

L'application du test de tendance de Mann-Kendall pour les pluies et les températures, a montré que la saison 1974-1975 est l'année hydrologique où commence la tendance négative pour les pluies. Le cas contraire s'est produit pour les tendances des températures l'allure est vers la hausse sans aucune tendance signalée.

Le diagramme pluviothermique a bien montré que la période humide s'étale de la mi-October jusqu'à la mi-Mai, au-delà commence la période sèche.

En ce qui concerne la variation du coefficient de tarissement de Maillet en fonction des volumes mobilisés, Nous signalons une proportionnalité pour ces deux variables, les coefficients élevés correspondent aux volumes faibles traduisant une vidange rapide. Enfin

pour les apports hydriques, nous enregistrons une variation proportionnelle et directe avec les précipitations avec sept années excédentaires et onze déficitaires.

Finalement la variation mensuelle de la concentration des sédiments en suspension en fonction des températures et des précipitations montre une bonne concordance avec les précipitations et les températures. En effet, lorsque les températures augmentent les pluies baissent, ce qui va diminuer la végétation au niveau des bassins versants et par conséquence les sols deviennent vulnérables à l'érosion.



# *CHAPITRE V*

## **Estimation de l'érosion et du transport solide**

### Introduction

Les phénomènes érosifs les plus gênants apparaissent plutôt provoqués par les forces développées par l'eau (Morsli, 2015). L'érosion est aussi naturelle ou géologique lorsqu'elle correspond plus ou moins à un état d'équilibre entre pédogenèse et le transport des particules meubles (Cheggour, 2008). On estime que sur une superficie de 20 millions d'hectares des bassins versants, 50 % présentent des risques d'érosion.

La recherche de modèles reliant les paramètres hydroclimatiques, précipitations, écoulement et/ou transport de matériaux solides en zones arides ou semi-arides a fait l'objet de nombreuses études. Nous citons les travaux de Meddi (1992), Megnounif *et al.*, (2003), Bouanani (2004), Megnounif (2007), Terfous *et al.*, (2001 et 2003), Achite (2002, 2004 et 2005), Touaibia *et al.*, (2001), Cherif *et al.*, (2009), Elhacene (2009 et 2012), Yles et Bouanani (2012), Bouanani *et al.*, (2013), qui mettent en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou à des bassins versants. Le taux du transport solide est assez élevé dans les cours d'eau algériens, 1330 t·km<sup>-2</sup>·an<sup>-1</sup> à Oued Sebdou Nord-Ouest algérien Ghenim (2007), la Tafna 150 t·km<sup>-2</sup>·an<sup>-1</sup> Sogreah (1967), Oueds Mazafran (cotier algérois) 1610 t·km<sup>-2</sup>·an<sup>-1</sup> Bouroba (1997), l'Isser Lakhdaria 2300 t·km<sup>-2</sup>·an<sup>-1</sup>, Oued Mouilah 126 t·km<sup>-2</sup>·an<sup>-1</sup> Terfous *et al.*, (2001).

Le modèle R.U.S.L.E (équation Universelle Révisée de Perte en Sol), permet de prédire les pertes en sol par érosion. C'est un modèle empirique et spatialisé (Renard et al, 1997) développé à l'origine par Wischmeier et Smith en 1958. Le principe consiste à intégrer, dans un système d'information géographique (SIG), la majorité des facteurs figurant dans le modèle empirique RUSLE. Le but de l'étude consiste à élaborer un ensemble de cartes thématiques présentant les résultats de l'analyse des différents facteurs intervenant dans le phénomène de l'érosion ainsi que des cartes de l'érosion potentielle et de la vulnérabilité au risque d'érosion. Cette méthode a été appliquée par plusieurs auteurs comme (Benmoussa *et al.*, 1993) ; (Sadiki *et al.*, 2004) ; (El Garouani *et al.*, 2008) ; (Adediji *et al.*, 2010), (Toumi *et al.*, 2013); (El Zitawi, 2006) ; (Meddi *et al.*, 2016) ; (Bouguerra *et al.*, 2017) ; (Bouzeria *et al.*, 2016) ; (Maghraoui *et al.*, 2017). (Bouguerra *et al.*, 2017).

Le présent chapitre a pour objectif d'expliquer le phénomène actuel des exportations de matières en suspension véhiculées par l'oued Nachef et ces conséquences sur la capacité de stockage du barrage Meffrouche, puis d'évaluer les bilans des apports solides à différents pas de temps et enfin d'établir une carte d'érosion du bassin versant, et identifier les zones sensibles à l'érosion par le modèle USLE.

### I. Traitement de données et évaluation des charges en suspension

Cette étude est basée sur les valeurs instantanées des concentrations (C) de matières en suspension et des débits liquides (Q<sub>L</sub>) mesurées par l'ANRH durant la période (1990-2014) années hydrologiques au niveau de la station hydrométrique de Sidi Hafif ( X= 133,250 ; Y=177,900 ; Z= 1134m), située en amont du barrage Meffrouche. Les valeurs des débits liquides sont obtenues à partir de la courbe de tarage sur la base de lecture sur une échelle limnimétrique. Par Ailleurs, l'échantillonnage des matières en suspension s'effectue par le mode suivant : à chaque lecture de hauteur d'eau on prélève un échantillon d'eau chargé dans

un flacon en plastique à 30 cm à partir de la rive, et sur une profondeur de 20 cm. Les échantillons prélevés sont stockés dans une glacière à 4°C puis ramenés au laboratoire.

L'analyse des échantillons se fait par filtration sur un papier filtre d'une porosité de 10µm, puis ces matières sont séchées à l'étuve à 105°C durant 30 min. Ramenée à l'unité de volume 1 litre, cette charge est attribuée à la concentration en suspension instantanée véhiculée par le cours d'eau et ses affluents en g.L<sup>-1</sup>. Les prélèvements sont effectués un jour sur deux, mais lors des crues l'écart de prise est réduit jusqu'à 15 minutes. Le débit solide est déduit en utilisant la relation classique (II.7), citée dans le chapitre II.

## II. Bilan des apports solides

L'apport solide en suspension  $A_S$  est calculé par l'intégration du produit du débit solide en suspension dans le temps. En considérant la variation linéaire du débit solide dans le temps, l'apport solide moyen pour la période entre les temps  $t_i$  et  $t_{i+1}$  est donné par la relation :

$$A_S = \sum_1^N (t_{i+1} - t_i) Q_i C_i \quad (V.1)$$

### II. 1 Echelle interannuelle

Les figures V.1 et V.2, présentent respectivement les variations interannuelles des apports solides et solides spécifiques. Les apports solides varient entre 800 et 14000 tonnes annuellement, une différence de 18 fois, ce qui montre un régime très irrégulier des précipitations. Les pics sont enregistrés en 1990-1991 et 2008-2009 où il y'a eu des pluies remarquables. Pour les taux d'érosions enregistrés (Apport solide spécifique), nous notons une bonne variabilité avec les précipitations. Les résultats obtenus varient entre 0,2 et 143 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> avec une moyenne interannuelle de 40 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Ce sont des valeurs faibles comparativement à d'autres sous bassins de la Tafna.

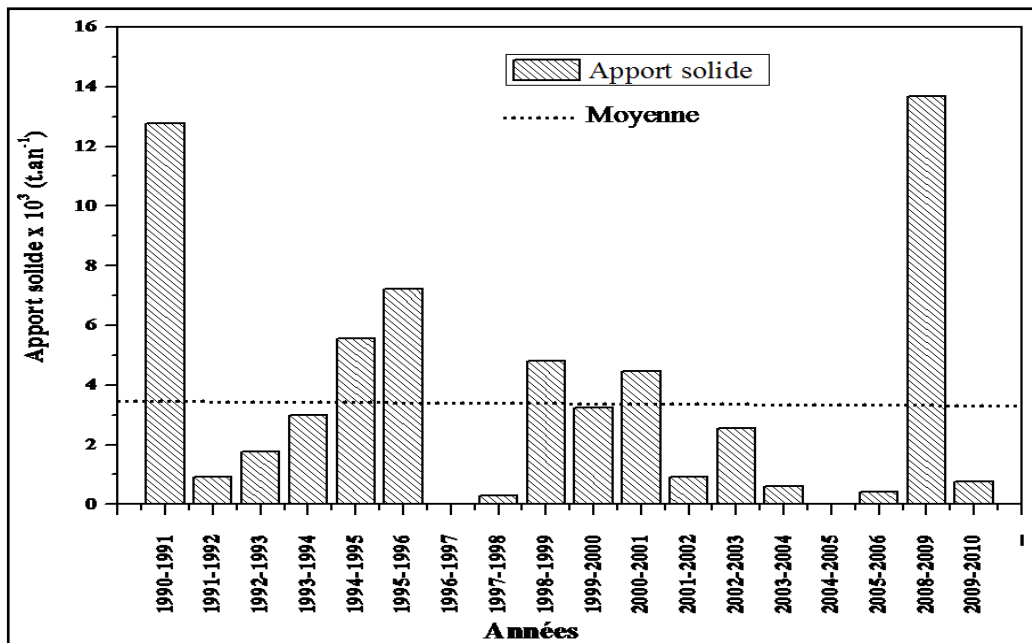


Figure V.1. Variation interannuelle des apports solides du bassin versant du Meffrouche (1990-2010) années hydrologiques.

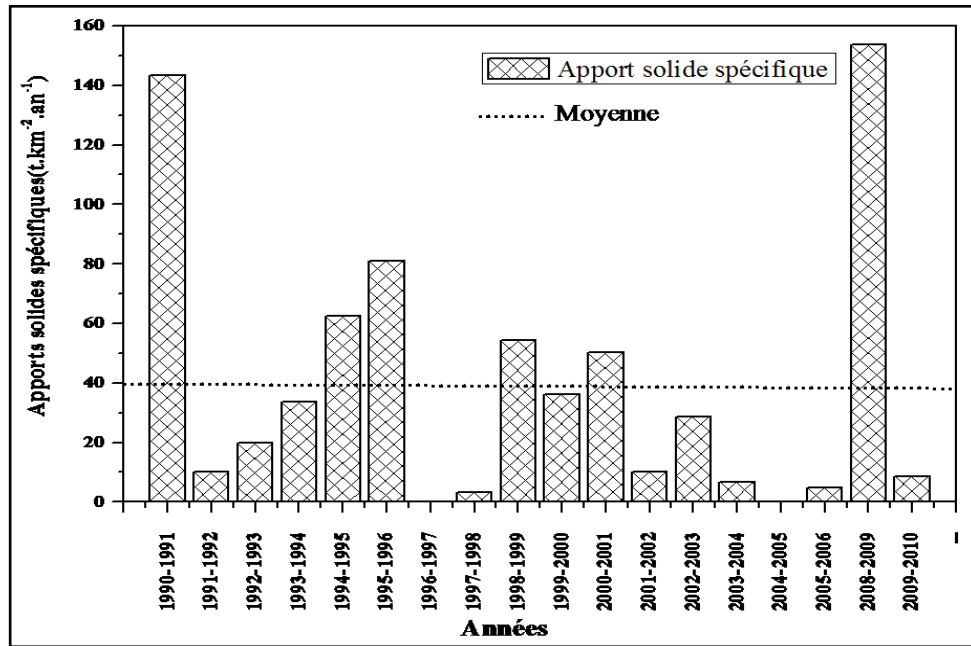


Figure V.2. Variation interannuelle des apports solides spécifiques du bassin versant Meffrouche (1990-2010) années hydrologiques

## II.2 Bilan des apports saisonniers

Le bilan des apports solides est récapitulé dans le tableau V.1 et représenté en figure V.3. Avec 1256 tonnes et 910 tonnes soit des taux de 38% et 28%, le Printemps et l'Automne présentent les taux les plus élevés des apports solides annuels et correspondent respectivement à un apport spécifique de 14,11 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup> et 10,22 t.km<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Le cumul de ces deux saisons représente plus que les 2/3 des apports solides annuels, cela explique qu'en Automne et après une longue période sèche d'été les premières pluies arrachent une très grande quantité des sols qui finit par être transportée par les cours d'eau. Au Printemps, le sol est déjà saturé cette saison marque les débits liquides les plus importants, ce qui implique que le taux solide provient essentiellement de l'érosion des berges et des lits des cours d'eau.

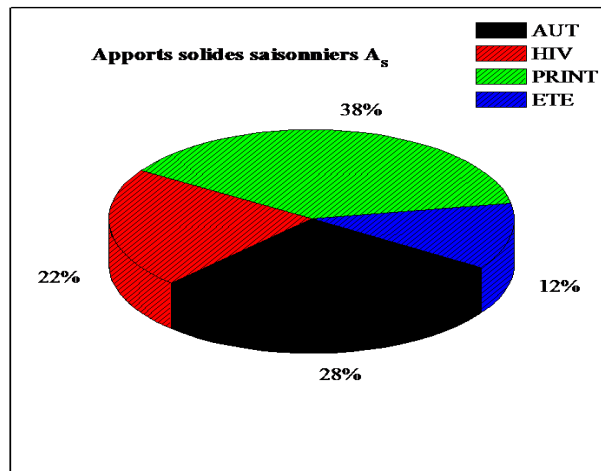


Figure V.3. Répartition saisonnière des apports solides (1990-2014) années hydrologiques.

Tableau V.1. Répartition saisonnière des apports liquides et solides et des dégradations spécifiques (1990-2010).

	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Année
$A_s(t)$	910,19	731,33	1256,06	611,5	3509
$Ass (t.km^2.an^{-1})$	10,22	8,21	14,11	6,87	39,42

En Hiver, malgré l'accroissement de l'apport liquide par rapport à l'Automne, le transport solide de 731 tonnes constitue 22% de l'apport annuel et un apport spécifique de 8,21 t.km<sup>2</sup>an<sup>-1</sup>. En effet, en Hiver, le sol peut atteindre son taux de saturation, ce qui fait décroître le taux d'érosion. La saison d'été ne représente que 12% du transport solide annuel, donnant un apport spécifique de 4,58 t.km<sup>2</sup>an<sup>-1</sup> et un apport solide de 407 tonnes. Cette quantité de transport solide est le résultat d'une ou deux averses estivales généralement très violentes.

### III. Modélisation débit solide-débit liquide

#### III.1 Echelle instantanée

Pour une période allant de (1990-2014), nous avons analysé 752 couples (débit liquide (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) - débit solide (kg.s<sup>-1</sup>)) avec des données mesurées instantanément en période d'écoulement au niveau de l'Oued Nachef. L'analyse de la figure V.4, montre une bonne relation en puissance liant le débit liquide (m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) et le débit solide en (kg.s<sup>-1</sup>), avec un coefficient de corrélation de 0.88. Le nuage de point est bien réparti autour de la droite de régression. Une première analyse graphique, montre qu'à de très faibles débits liquides inférieurs ou égales à 0,01 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> correspondent de faibles débits solides variant de 0,0001 kg.s<sup>-1</sup> à 0,1 kg.s<sup>-1</sup>. On reste toujours dans l'intervalle des débits estivaux. Pour des débits de 0,5m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> on a un étalage de débits solides entre 0,005 kg.s<sup>-1</sup> et 2 kg.s<sup>-1</sup>.

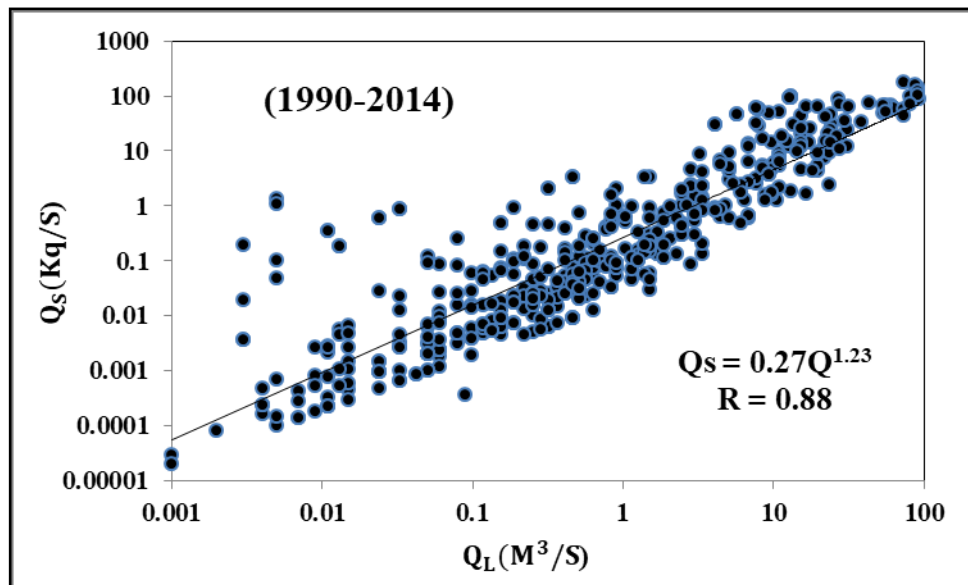


Figure V.4. Relation entre débits solides et les débits liquides instantanés (1990-2014).

Une deuxième analyse montre que pour des valeurs de débits liquides entre 10 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> et 100 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, les valeurs des débits solides oscillent entre 0,5 kg.s<sup>-1</sup> et 100 kg.s<sup>-1</sup>. Les valeurs

des paramètres a et b de la relation (V.4) (tableau V.2) indiquent que le paramètre a (0,27) est proche de celui des Oueds Sebdu, Sikkak et Isser respectivement de 0,27 (Ghenim, 2007) et 0,29 et 0.32 (Bouanani, 2004).

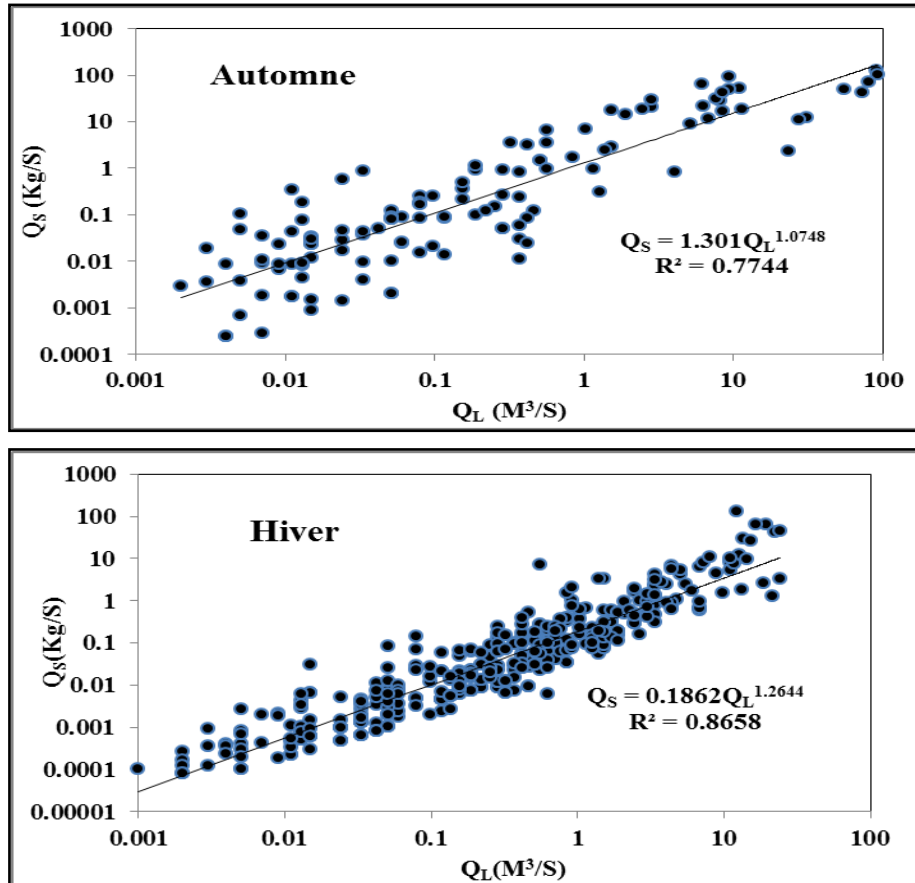
Tableau V.2. Paramètres a et b pour quelques bassins du Nord ouest algérien.

Bassin versant	a	b	auteurs
Oued Cheliff	1,62	1,44	Bouchelkia (2009)
Oued Mekerra	5,71	1,30	Cherif (2009)
Oued Mouillah	0,4	1,70	Terfous et al. (2001)
Oued Isser	0,32	1,76	Bouanani (2004)
Oued Sikkak	0,29	1,47	Bouanani et al. (2013)
Oued Sebdu	0,27	1,64	Ghenim (2007)
Oued Saïda	2,36	1,63	Yles et al. (2012)
Oued Bellah	4,62	1,38	Elahcene et al.(2012)

L'exposant b de 1,23 est compris entre 1 et 1,5 ; une valeur proche de celles trouvées pour Oued Mekerra (1,31) par Cherif (2009), et Oued Sikkak (1,47) par Bouanani (2013)

### III.2 Echelle saisonnière

En utilisant la relation puissance reliant le débit liquide au débit solide  $Q_s = aQ_L^b$  (tab. V.3 et fig.V.5) dans les études du bassin à l'échelle saisonnière durant la période (1990-2014), on arrive à la conclusion qu'il existe une bonne corrélation entre  $Q_s$  et  $Q_L$  pour les quatre saisons avec un coefficient de détermination variant entre 0,77 et 0,98.



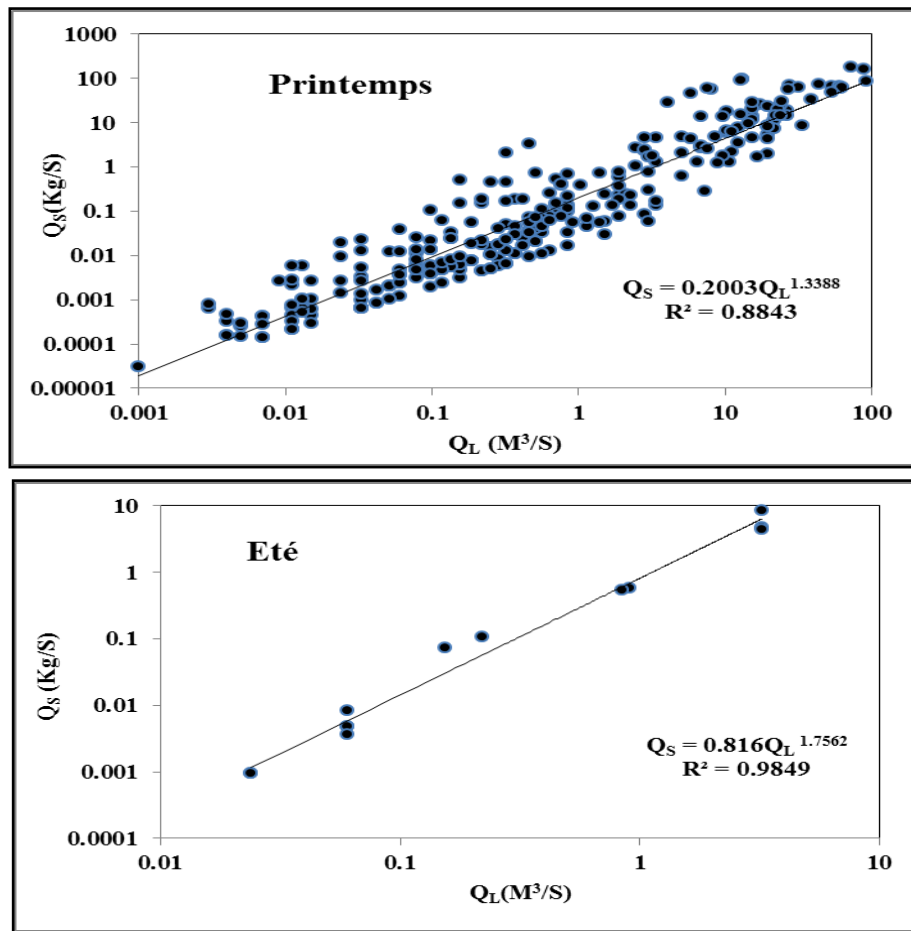


Figure V.5. Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés (1990-2014) années hydrologiques.

Tableau V.3 Relations entre débits solides et débits liquides (1990-2014).

Echelle temporelle	Relation	Coefficient de détermination R <sup>2</sup>
Série complète	$Q_S=0,27Q_L^{1,23}$	0,77
Automne	$Q_S=1,3Q_L^{1,07}$	0,81
Hiver	$Q_S=0,186Q_L^{1,26}$	0,86
Printemps	$Q_S=0,2Q_L^{1,33}$	0,88
Eté	$Q_S=0,816Q_L^{1,75}$	0,98

En Automne, le facteur a de 1,798 est plus élevé relativement aux autres saisons. L'exposant b de 1,27, associé à un débit solide maximal de 93,2 kg.s<sup>-1</sup> et un débit liquide de 9,32 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> le 29 septembre 2008 explique l'importance de la dynamique érosive au cours de cette saison (caractéristique des régions semi-arides). En effet, l'Automne est une saison où le sol encore dépourvu de couverture végétale, reçoit des averses violentes permettant une érosion intense entraînant une concentration élevée de sédiments.

En Hiver, le modèle indique une diminution des paramètres a et b, respectivement 0,195 et 1,26, cela explique qu'à de fortes valeurs de débits liquides sont associées de faibles valeurs



de débits solides. Le débit solide maximal présente une valeur de  $64,87 \text{ kg.s}^{-1}$  pour un débit liquide de  $19,6 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ . Cette période de l'année est caractérisée par le début de germination des plantes et le commencement de la vidange des nappes à travers un grand nombre de sources.

Au Printemps, l'exposant  $b$  de 1,33 présente une valeur moyenne par rapport aux autres saisons. Le facteur  $a$  de 0,2 est inférieur à celui de l'Hiver. Ce qui indique la diminution de l'action érosive. Aussi, cette saison est connue par une couverture végétale maximale du sol. Les débits liquides au Printemps sont supérieurs à ceux des autres saisons, ceci provient d'un écoulement dû au vidange maximum des nappes qui ont déjà commencé à s'alimenter à partir de l'Hiver. Les débits liquides importants sont accompagnés de débits solides importants. La valeur maximale du débit solide enregistré est de  $179,58 \text{ kg.s}^{-1}$  pour un débit liquide de  $93 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$  le 14 Mars 1991.

En Eté, le facteur  $a$  de 0,816 supérieur à celui de l'Hiver et du Printemps et  $b$  de 1,756 supérieur à celui des autres saisons, peuvent expliquer que le faible nombre d'averses d'été peut engendrer un transport en suspension remarquable. Le maximum du débit solide est de  $8,6 \text{ kg.s}^{-1}$  pour un débit liquide de  $3,21 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ .

### III.3 Echelle semestrielle

Le pas de temps semestriel comporte deux périodes dans l'année. La première représente la période humide de l'année qui s'étale du début Septembre jusqu'à la fin Février et la deuxième allant du début Mars jusqu'à la fin Août.

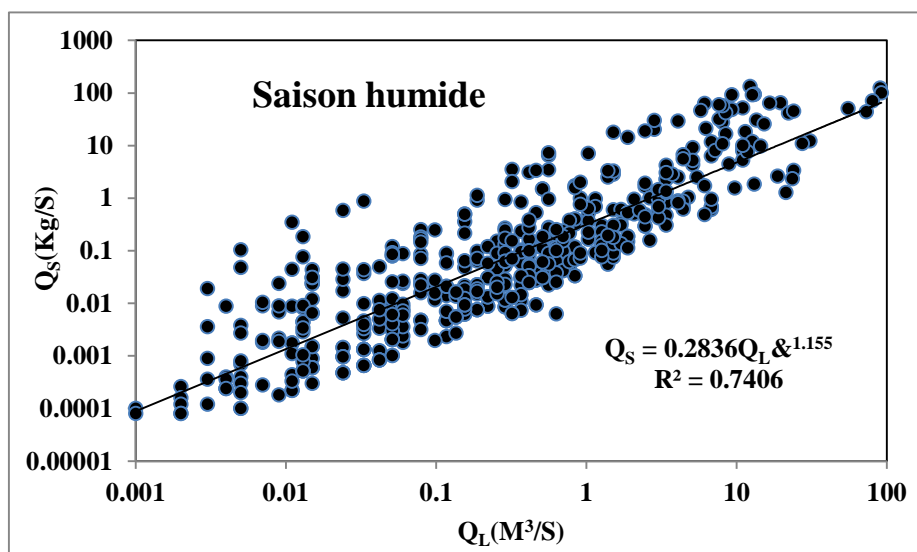


Figure V.6. Modélisation des débits solides aux débits liquides instantanés pour la saison humide (1990-2014) années hydrologiques.

Le modèle pour la saison humide (fig.V.6) donne un paramètre  $a$  de 0,28, une valeur incluse entre celle de l'Automne (1,796) et celle de l'Hiver (0,195). L'exposant  $b$  de 1,15 est du même ordre qu'aux deux saisons citées. Le débit solide maximal de  $133 \text{ kg/s}$  correspond au débit liquide de  $12 \text{ m}^3/\text{s}$ . Cette époque de l'année se caractérise par un transport important des sédiments du bassin versant et par une recharge des nappes à partir des eaux météoriques.



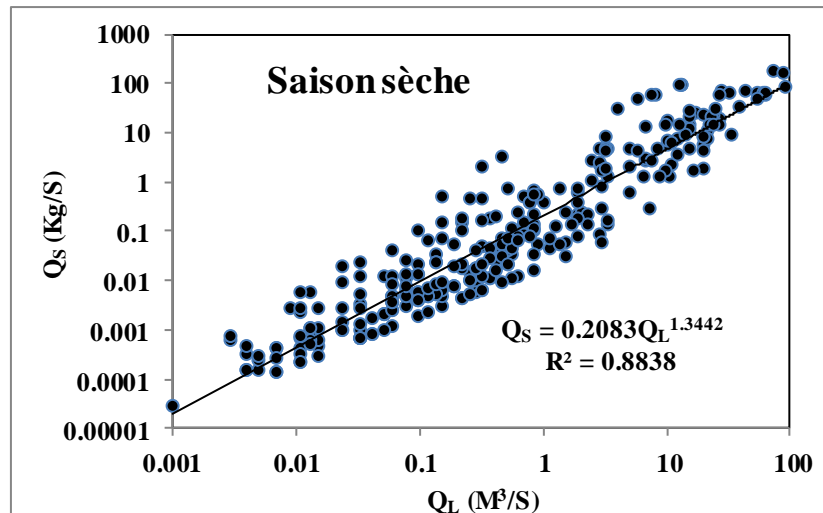


Figure V.7. Modélisation des débits solides aux débits liquides instantanés pour la saison sèche (1990-2014) années hydrologiques.

La figure (V.7) dévoile les débits solides en fonction des débits liquides. Les deux paramètres  $a$  et l'exposant  $b$  sont respectivement 0,2 et 1,34, des valeurs qui se rapprochent de celles des saisons du Printemps et de l'Été. Ces six mois de l'année se caractérisent par un rabaissement du régime pluvial et un accroissement du débit liquide dans l'oued Nacheff qui est en provenance de la vidange des nappes. Le débit solide maximum enregistré est de 178 kg/s correspondant au pic du débit liquide de 73 m<sup>3</sup>/s. Ce fait explique que la majorité des matériaux transportés cette époque de l'année provient du lit et des colluvions existants au bord des berges.

Nous pouvons conclure que le paramètre  $a$  (0,27) de toute la série est compris entre le  $a$  de la saison sèche (0,2) et celui de la saison humide (0,28). De même pour le  $b$  (1,23) il est inclus entre (1,15) et (1,34) respectivement pour la saison humide et sèche.

#### IV. Quantification de la dégradation spécifique interannuelle dans le bassin versant du Meffrouche

Pour l'évaluation de la dégradation spécifique et l'analyse du degré d'instabilité au niveau des bassins versants dépourvus d'une station hydrométrique, plusieurs calculs ont été établis par des chercheurs en utilisant des formules empiriques. Ces approches ne reflètent pas vraiment la réalité, alors il faut les prendre avec précaution.

Tableau V.3. Application numérique pour l'estimation de la dégradation spécifique au niveau du bassin du Meffrouche (1990-2014) années hydrologiques.

Formule	Ass (T.km <sup>2</sup> .an <sup>-1</sup> )
Sogréah	127
Tixeront	176
Fournier	1538.6
Ludwig et Probst	164.1

L'évaluation de la dégradation spécifique moyenne avec l'application des approches citées dans le tableau V.3, montre une oscillation importante des valeurs obtenues par ces derniers. Le taux de  $1537 \text{ t.km}^2.\text{an}^{-1}$  est trop élevé relativement aux autres approches utilisées. A travers ce résultat, on déduit que la formule de Fournier est applicable pour des bassins versants de superficie plus importante que notre bassin, en se basant sur le terme de la formule  $((H_a)^2/S)$ . Notre bassin d'une superficie  $S$  de  $90 \text{ km}^2$  est trop petit par rapport à une dénivelée  $H_a$  de  $440 \text{ m}$ , on peut dire que notre bassin est un bassin à pente élevée. Les valeurs obtenues par les autres approches basculent de  $127$  à  $176 \text{ t.km}^2.\text{an}^{-1}$ , pour plus de précision et une comparaison fiable, la figure V.8 A, montre les valeurs des dégradations spécifiques interannuelles calculées par les formules de Luding et probst, Sogréah, Tixeront, et les données d'envasement du barrage. Nous remarquons que les valeurs de Luding et Probst se rapprochent de celle évaluées par le barrage. La figure V.8.B représente une approche statistique par la loi normale qui a été établie à partir de la moyenne des résultats des différentes approches utilisées. Pour l'intervalle de confiance à 95 %, un peu plus de la moitié des points sont dans la bande, mis appart quelques valeurs extrêmes calculées par la méthode de Luding et Probst et celles évaluée par les levées du barrage. La majorité des points calculés par la méthode de Sogréah sont au-dessous de la bande inferieure, et les valeurs obtenues par cette méthode oscillent entre  $79$  et  $156 \text{ T.Km}^2.\text{an}^{-1}$ .

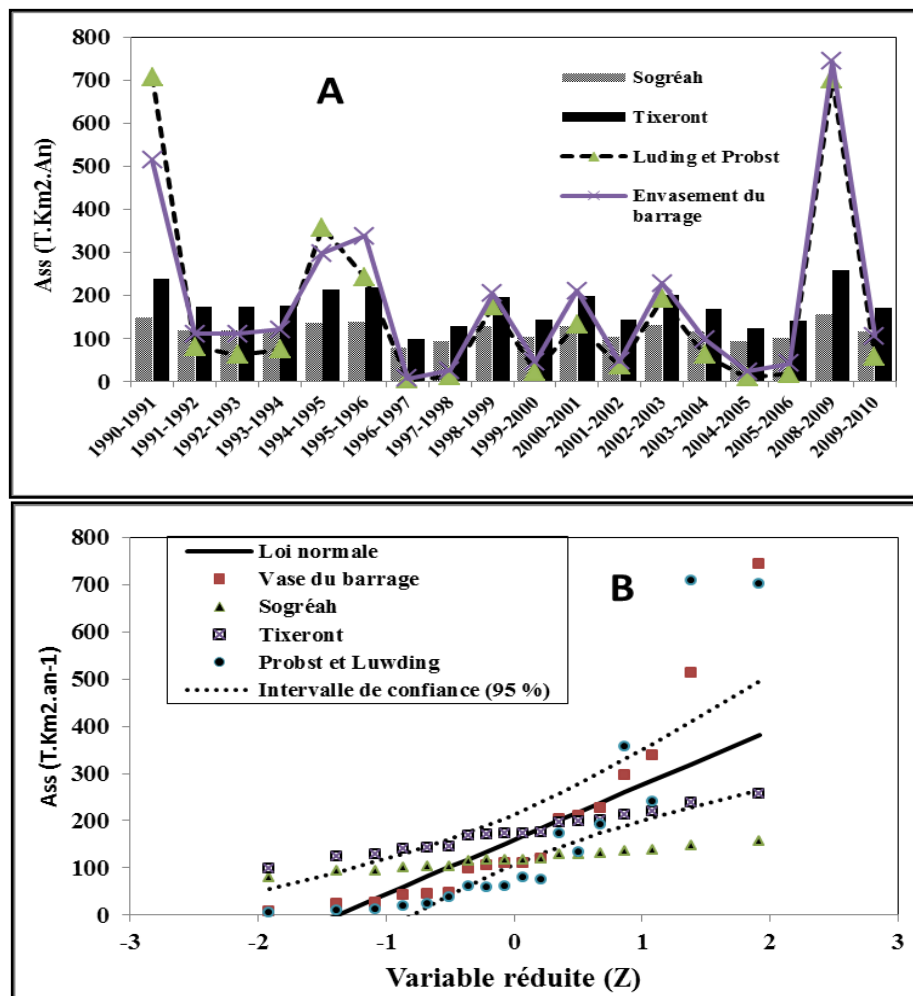


Figure V.8. Variation des dégradations spécifiques par les différentes formules

A) variation interannuelle, B) ajustement statistique pour les apports solides spécifiques.

#### IV. Répartition interannuelle des paramètres a, b, pluviosité et hydraulicité

Le facteur (a) explique l'état du sol d'un bassin d'une manière générale et son degré de saturation en particulier Benkhaled (2003). D'après la figure V.9 ce facteur est réparti entre 0,056 et 0,93, il est fonction du coefficient de la pluviosité et atteint son max de 0,93 en 1999-2000 année la plus sèche. D'autre part il varie disproportionnellement avec l'hydraulicité lorsque cette dernière abouti à des valeurs extrêmes supérieures ou égales à 2,5, Il décroît à ses valeurs minimales. L'exposant b varie très peu, ses valeurs sont comprises entre 0,93 et 1,45, avec un coefficient de variation de 0,15. Ce paramètre est lié directement à la superficie de drainage, puisque notre bassin est en état de vieillesse ce paramètre est de ce fait modérément constant.

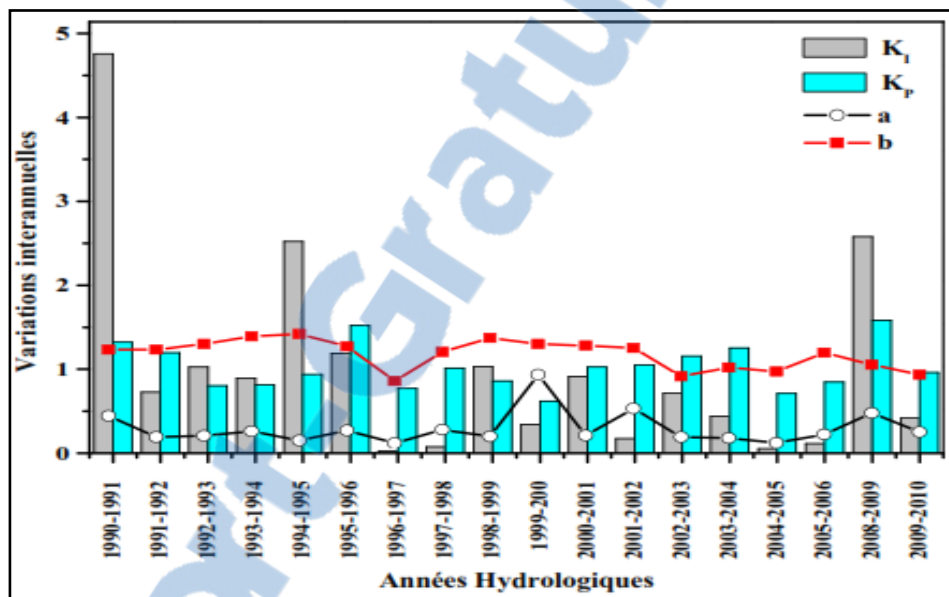


Figure V.10. Variabilité interannuelle de l'hydraulicité  $k_i$ , pluviosité  $k_p$ , a et b (1990-2010) années hydrologiques.

#### V. Cartographie et calcul de l'érosion hydrique (USLE)

La cartographie des formes de l'érosion est couramment utilisée comme base pour déterminer les mesures de conservation du sol (Vogt, 1991). Elle fournit les bases de l'évaluation des causes, de l'état actuel, de l'intensité et des tendances de l'érosion. Mais on peut également en faire un outil pour la connaissance des rapports entre les facteurs et les aléas d'érosion (Okoth, 2003). Les premières tentatives de création de modèles sont apparues en 1940 (Zingg, 1940). Ce n'est qu'en 1957 que Smith et Wischmeier présentent un modèle mathématique complet de prédiction des pertes de sol connu sous le nom de l'équation universelle des pertes de sol (USLE Universal Soil Loss Equation).

##### V.1 Equation universelle de perte en sol (RUSLE)

Plusieurs modèles d'érosion des sols existent avec différents degrés de complexité. Le modèle mathématique le plus simple est l'équation universelle des pertes en sols, USLE, qui a été utilisée dans le monde entier depuis les années 1960. USLE est un modèle empirique, qui

sert à estimer la perte de sol annuelle. Avec sa version révisée RUSLE, est encore utilisée dans un grand nombre d'études sur la perte de sol (Fistikoglu et Hamancioglu, 2002).

L'équation universelle des pertes de sol regroupe toutes les variables sous cinq facteurs majeurs (Wischmeier et Smith, 1965). Elle prédit les pertes moyennes de sol au champ, pertes qui sont occasionnées par l'érosion de surface (érosion par l'impact des gouttes de pluie ou la battance, érosion en nappe et érosion en rigole). Elle s'exprime par :

$$A_{SS} = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P \quad (V.2)$$

Où :

$A_{SS}$  = Taux de perte en sol ( $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$ ),

R = Erosivité de la pluie,

K = Erodibilité du sol,

LS = Facteur topographique intégrant la pente et la longueur de pente,

C = Facteur de protection du sol par la couverture végétale,

P = Facteur exprimant la protection du sol par les pratiques agricoles.

#### Indice d'érosivité potentielle des précipitations (R)

L'érosivité du climat dépend essentiellement des caractéristiques des précipitations, car elles conditionnent les modalités de l'érosion telles que la saisonnalité des pluies, la fréquence et l'intensité des orages. En effet, les pluies déclenchent les phénomènes de destruction des agrégats du sol nu sur les versants et le ruissellement assure le transport des particules détachées (Ellison, 1945). Wischmeier *et al.*, (1958) ont corrélé plus de 40 facteurs climatiques ou météorologiques (hauteur des précipitations, différentes intensités caractéristiques, les conditions antécédentes de précipitations ou d'humidité, etc.) et leur relation avec l'érosion sur des parcelles standards nues et cultivées dans le sens de la pente. Vu le manque de données pour les précipitations de courte durée ( $I_{30}$  : Intensité maximale des précipitations en 30 minutes), on a déterminé l'indice R de de Wischmeier à partir de la formule de Touaibia et al (2000) estimé dans le bassin versant de la Mina, et exprimé par  $R=0.03P^{1.288}$  ou R est l'agressivité des précipitations, et P est la lame d'eau précipitée annuellement (mm). La répartition spéciale des pluies annuelles et des indices R pour les trois stations (Meffrouche, Tlemcen, Lala Setti) est illustrée dans le tableau V.4.

Tableau V.4. Indice R d'érosivité des pluies pour les stations de Meffrouche, Tlemcen et Lala Setti (1943-2001) Ghenim et Megnounif (2013).

Stations	X	Y	Z	Précipitations (mm)	Erosivité des pluies R
Tlemcen	1°19'30''	34° 52'26''	810	586	110.2
Meffrouche (Station concernée)	1° 17'	34° 50'	1106	659	128.2
Lala Setti	1° 19' 17''	34° 52' 50''	1007	611	116.3

La figure V.11 montre l'érosivité des pluies dans le bassin versant de Meffrouche qui augmente lorsqu'on s'approche de l'exutoire. L'intensité et l'agressivité des précipitations varient entre 110 parties extrêmes aval du bassin jusqu'à 128 à l'exutoire du bassin versant.

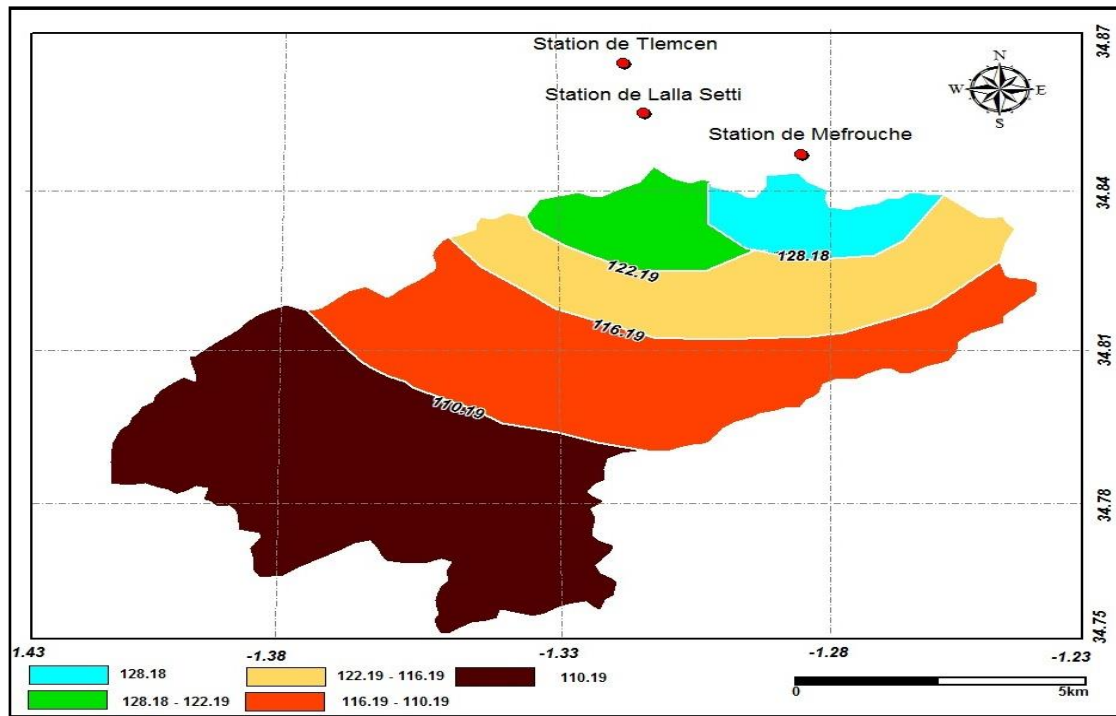


Figure V.11. Carte d'érosivité des pluies du bassin versant Meffrouche.

### Facteur d'érodibilité des sols (K)

L'érodibilité du sol K détermine la résistance des différents types de sols à l'érosion. Certains sols sont plus sensibles à l'érosion hydrique. Le facteur K a été déterminé en fonction de certaines caractéristiques des sols (El Hafid *et al.*, 2018). Il est exprimé en t.h/ha. MJ.mm. La nature de la roche joue un double rôle. Son influence se fait sentir, d'une part, sur le régime du cours d'eau, et d'autre part, sur l'érosion et le transport solide (Tourki, 2011).

La lithologie de notre zone d'étude présente cinq variétés (tableau V.5). La carte pédologique du bassin versant (fig.V.12) a pu être réalisée à l'aide d'une carte des sols au 1/50.000.

Tableau (V.5) : Formation des sols du bassin versant Meffrouche  
(modifié par Morsli, 2018).

Sol	Erodibilité	Superficie (ha)
Sols argileux vertiques	0.08	995.4
Sol brun rouge fersialitique tronqué squelettique sur dolomie où les affleurements de roches sont plus répandus, couvert par un matorral à Doum et très caillouteux.	0.10	6657.4
Sols brun rouges fersialitiques de texture limoneux argilo sableuse avec quelques affleurements de roches (dolomie du Kimmerdjien et calcaire)	0.15	422.4
Sol rouge fersialitique de texture sablo-limono-argileuse	0.25	923.7

Les résultats représentés au tableau V.5 pour le facteur K, varient entre 0.08 pour les sols argileux vertiques et 0.25 pour le rouge fersialitique de texture sablo-limono-argileuse.

- **Sols argileux vertiques** : Cette formation est la moins érodable dans notre zone d'étude, elle couvre une superficie de 995.5 ha, soit 11 % de la surface du bassin avec un coefficient d'érodabilité qui est 0.08. Cette formation dans le bassin est la formation la plus résistante à l'érosion en nappe.
- **Sol brun rouge fersialitique tronqué squelettique sur dolomie où les affleurements de roches sont plus répandus couvert par un matorral à Doum et très caillouteux** : C'est la formation dominante du bassin versant qui représente 74 % de la surface totale et un coefficient K de 0.1.
- **Sols bruns rouges fersialitiques de texture limoneux argilo sableuse avec quelques affleurements de roches (dolomie du Kimmerdjien et calcaire)** : représentent des formations avec le degré d'érodabilité plus sensible à l'érosion 0.15, ces formations représentent 4.7 % de la superficie du bassin versant.
- **Sol rouge fersialitique de texture sablo-limono-argileuse**. C'est la formation la plus sensible à l'érosion elle représente 10 % de la surface du bassin versant.

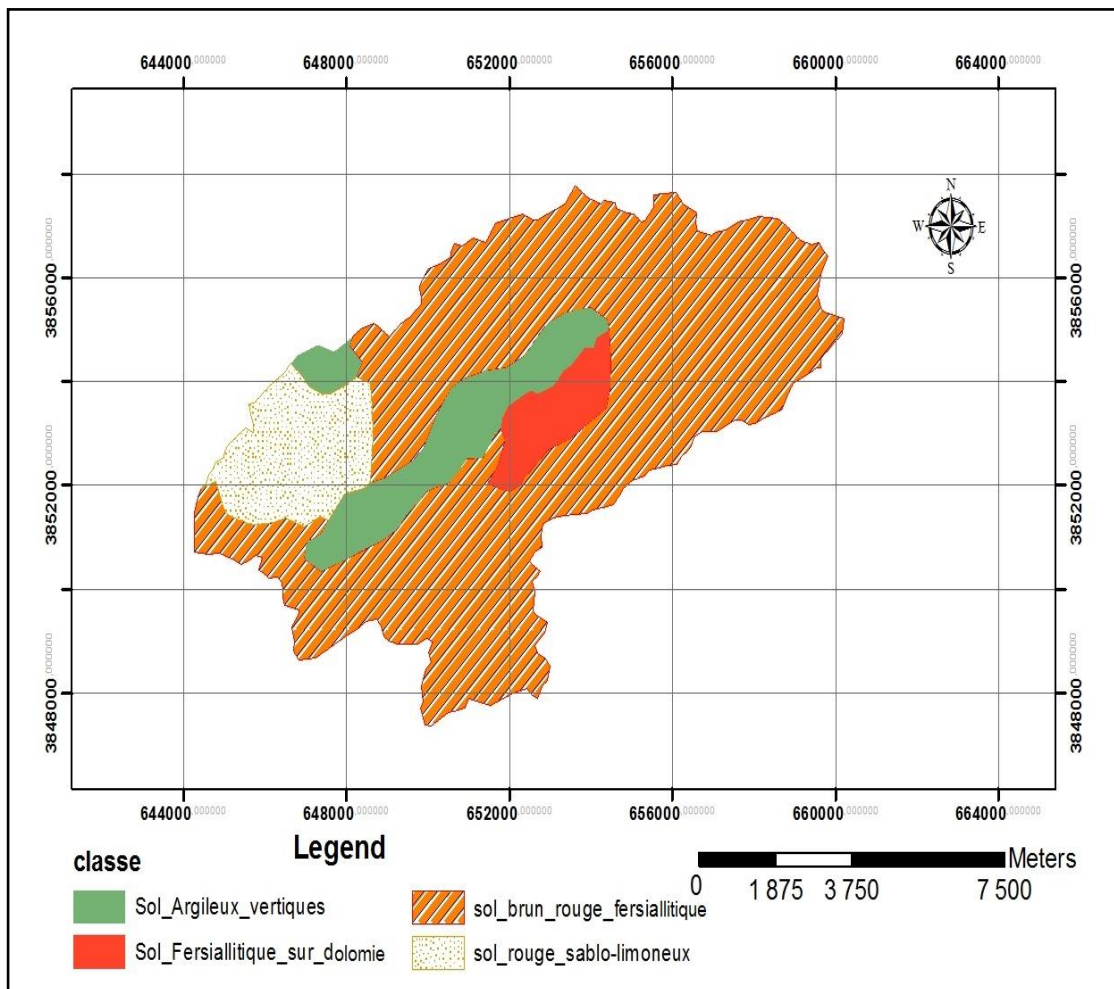


Figure V.12. Carte des sols et carte du bassin versant Meffrouche.



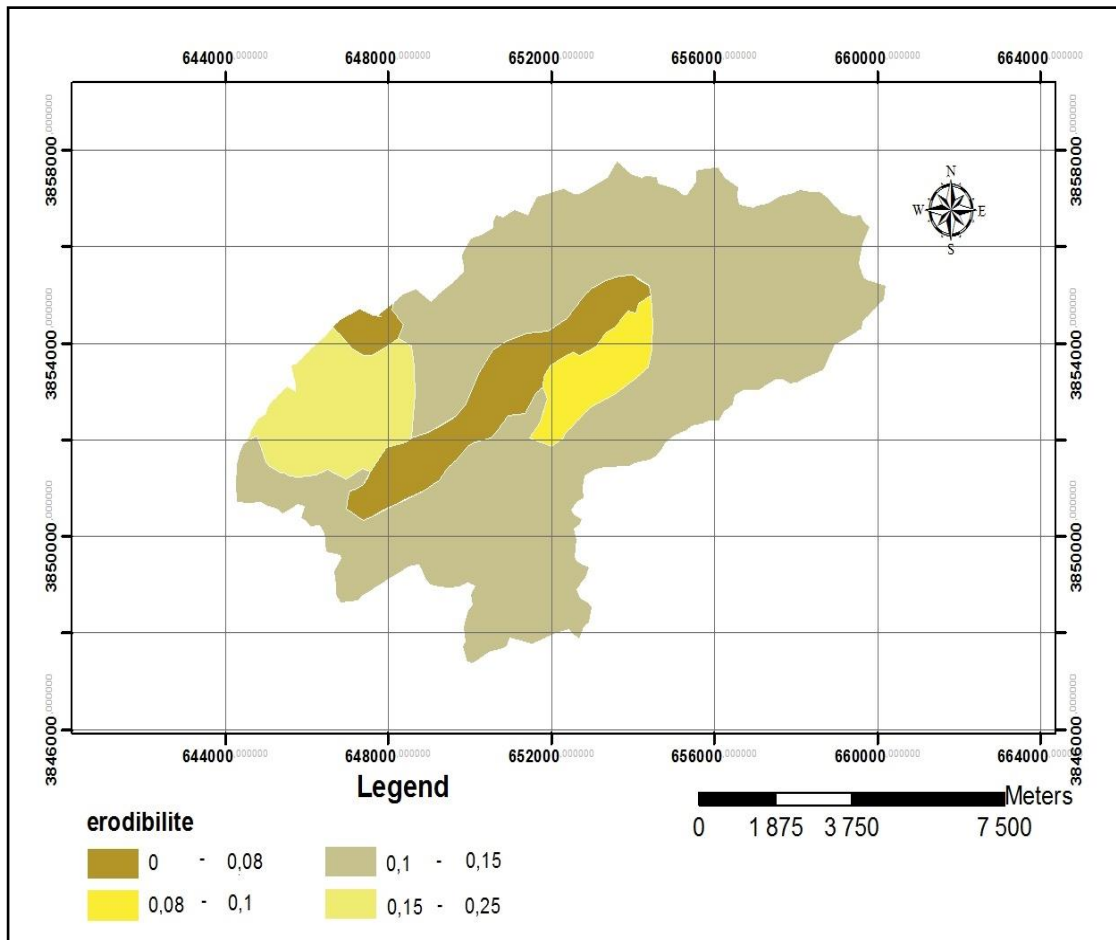


Figure V.13. Carte d'érodibilité du bassin versant Meffrouche.

### Facteur topographique (LS)

Ce facteur représente l'effet combiné de la longueur et l'inclinaison de la pente.

#### A- Pour une pente régulière

Suite à l'analyse de régression des résultats des parcelles d'érosion, Smith et Wischmeier (1962) établissent les relations suivantes pour le facteur "L".

$$L = \left\{ \frac{\lambda}{22.1} \right\}^m \quad (V.3)$$

L = Facteur de longueur de la pente,

$\lambda$  = Longueur de la pente (m),

Et pour le facteur "S":

$$S = 0,065 + 0,045 s + 0,0065 s^2$$

S = Facteur d'inclinaison de la pente,

s = Inclinaison de la pente (%).

m : correspond à un coefficient lié au rapport entre l'érosion en rigoles et l'érosion en inter-rigoles égal à : 0,5 pour les pentes de 5 % ou plus, 0,4 pour les pentes de 3,5 à 4,5 %, 0,3 pour les pentes de 1 à 3 % et 0,2 pour les pentes de moins de 1 % (toutes les pentes ont été estimées au 0,5 % près)

**B- Pour une pente irrégulière**

Pour les pentes irrégulières et complexes, Foster et Wischmeier (1974) ont mis au point une méthode pour évaluer le facteur LS. La pente est divisée en plusieurs tronçons et le facteur LS calculé ainsi pour un exposant m de 0.5.

$$LS = \frac{1}{\lambda_e 22,1^{0,5}} \sum_{i=1}^n S_i \lambda_i^{1,5} - S_i \lambda_{i-1}^{1,5}$$

$\lambda_e$  : Longueur totale de la pente depuis le haut jusqu'au point d'interception,

N : Nombre de tronçons,

$\lambda_i$  : Longueur depuis le haut de la pente jusqu'à la fin du tronçon "i",

$\lambda_{i-1}$  : Longueur depuis le haut de la pente jusqu'au début du tronçon "i".

Le nomogramme (fig.V.14), permet de faciliter les calculs lorsqu'on est dans un bassin versant qui à plusieurs pentes.

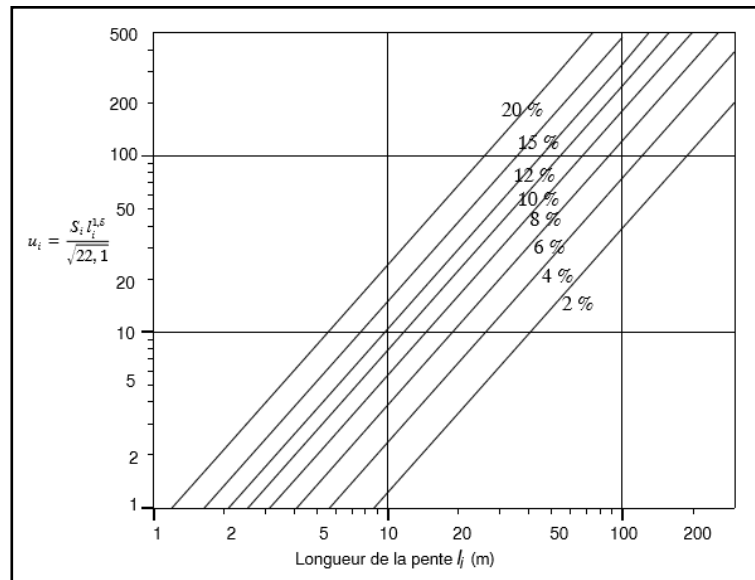


Figure V.14. Nomogramme pour le calcul des pentes.

Le facteur LS est un indice topographique qui représente la morphologie du terrain à étudier. Il montre l'importance de l'angle et la longueur de la pente (Maghraoui *et al.*, 2017), il est calculé à partir du Modèle Numérique du Terrain (MNT) par superposition des cartes des longueurs des pentes et les gradients de pentes. La pente a une influence importante sur le processus de l'érosion hydrique. Les valeurs les plus fortes entre 12 et 25%, et supérieures à 25% se localisent dans la partie sud du bassin de Meffrouche. Précisément sur les monts avec des pentes très élevées (fig.V.14). Les valeurs qui sont considérées faibles entre 0 et 3% sont attribuées à la plaine du bassin, à proximité de l'oued et aux alentours de la localité de Terni.

Le tableau V.6, montre les différentes classes de pentes dans le bassin versant Meffrouche.



Tableau V.6. Classes de pentes pour le bassin versant Meffrouche.

Classe de pente %	% de la surface par rapport à la surface totale	Superficie (ha)
> 25	0.4	38
12 - 25	1.92	173
6 - 12	4.50	405
3 - 6	3.40	306
0 - 3	3.90	351

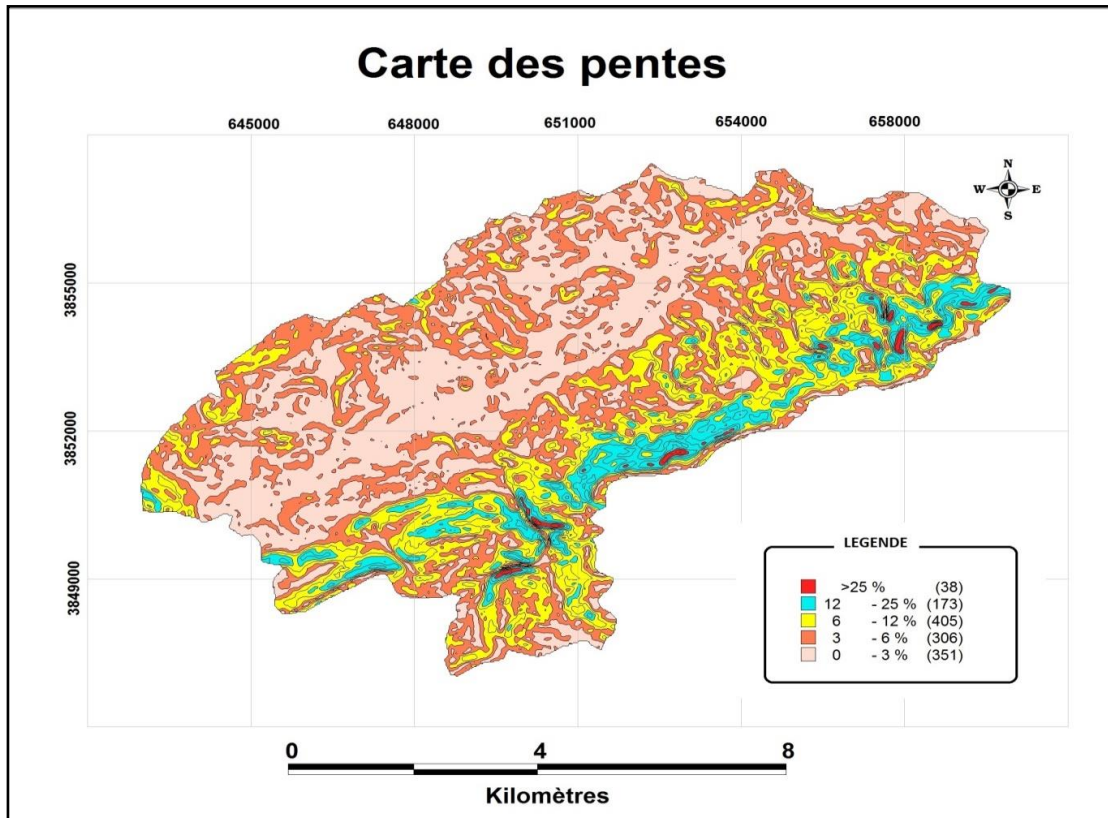


Figure V.14. Carte des pentes du bassin versant du Meffrouche.

### Facteur de culture (c)

La couverture végétale est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du sol. Les activités qui ont la plus grande influence sur l'érosion des sols sont l'agriculture, l'élevage, les exploitations minières, l'abattage du bois, la construction de routes et l'urbanisation (White 1986).

Le facteur (c) combine la couverture, le degré de production de la plante et la technique de culture associée (Farhan, 2013). Selon (Roose, 1996 et Al-Zitawi, 2006). Pour pouvoir évaluer les différentes unités de la couverture végétale à l'échelle du bassin versant du Meffrouche, nous avons établi une carte d'occupation des sols à partir de l'utilisation des données des images satellitaires les Landsat (2015). Les valeurs de C varient entre 1 pour une jachère nue et 0,001 pour un sol complètement couvert (Wischmeier et Smith 1978). La carte d'occupation de sol du bassin versant de Meffrouche (fig.V.15), fait ressortir cinq types d'occupation des sols.

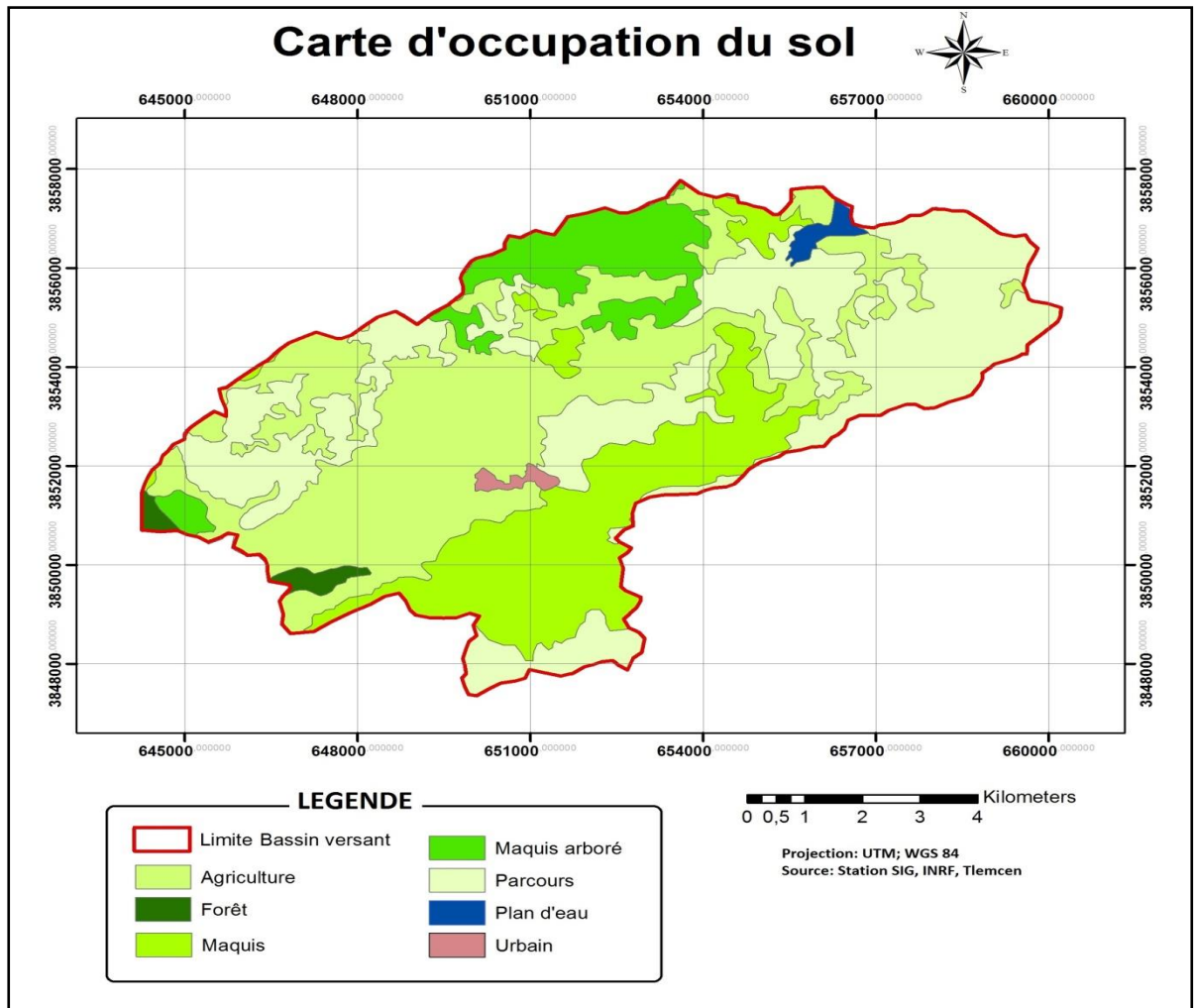


Figure V.15. Carte d'occupation de sol du bassin versant du Meffrouche.

- Les différents types d'occupation de sol, sont représentés dans le tableau V.7. Le facteur C est de 0.08 pour les forêts et les maquis avec une superficie totale de 4400 ha. Pour les zones de parcours il est de 0.26.

Tableau V.7. Différents types d'occupation de sol du bassin versant Meffrouche.

Type d'occupation de sol	% par rapport à la surface totale	Superficie (ha)	Facteur C
Forêt	0.83	74.3	0.08
Agriculture	36.50	3284.8	0.24
Maquis	33.77	3039.1	0.08
Maquis arboré	14.50	1305.1	0.08
Parcours	9.56	860.3	0.26
Urbain	0.47	41.9	-
Plan d'eau	4.50	405.0	-

### Facteur de culture (p)

Les valeurs du facteur de pratique antiérosif sont extraites suivant les méthodes de culture et de la pente citées par (Shin, 1999). Les valeurs de P comprises entre 0 et 1, dans lequel la valeur 0 représente un très bon milieu de résistance à l'érosion d'origine humaine et la valeur 1 montre une absence de pratique anti érosive. Les facteurs de conservation de notre

zone d'étude ont été déterminés et sont présentés au tableau V.8. Le facteur (P) de RUSLE dans le bassin versant du Meffrouche (fig.16) varie de 0.03 à 0.86, et dépend des type de culture et la pente du terrain, la moyenne du facteur P est de 0.24.

Tableau V.8. Différents pratiques culturales du bassin versant Meffrouche.

Pratique culturale	% par rapport à la surface du bassin	Superficie en (ha)	Coefficient P de la pratique
Grande cultures	36.1	3249	0.18
Forêts	37.2	3348	0.08
Polyculture	6.8	612	0.86
Cultures maraichères	1.4	126	0.05
Cultures arboricoles	1.9	171	0.03
Zones de parcours	12.1	1089	0.26
Plan d'eau	4.5	405	-

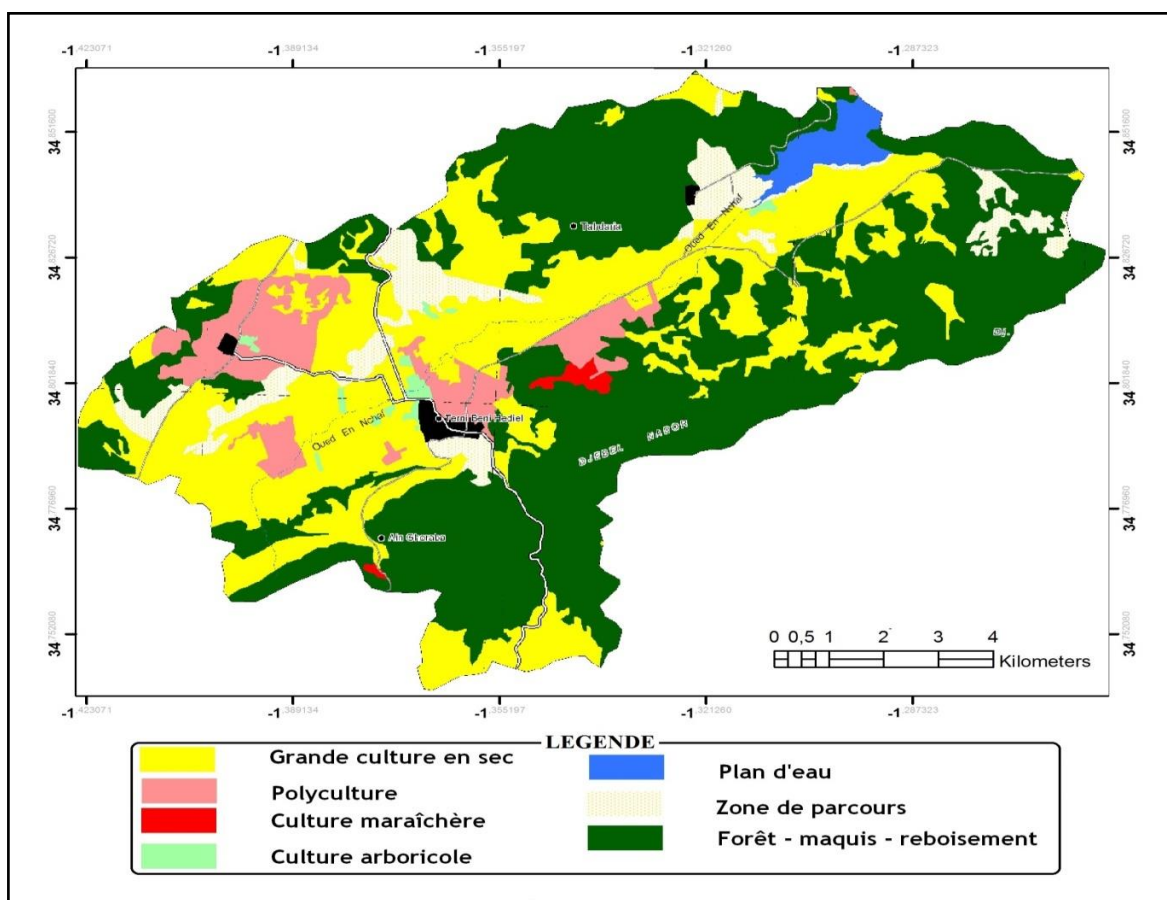


Figure V.16. Carte des pratiques culturales du bassin versant du Meffrouche.

D'après la figure V.16 et le tableau V.9, les pratiques dominantes dans le bassin sont les grandes cultures à sec et les forêts représentant respectivement 36 et 37%, contrairement à l'arboriculture qui représente 1.9 %.

## V.2. Quantification de l'érosion par (RUSLE)

Le principe de l'application de la méthode RUSLE, consiste à la superposition des différentes cartes (fig.V.17) des différents facteurs pour la quantification de l'érosion à chaque point du massif montagneux du bassin versant du Meffrouche.

Le taux de l'érosion résulte de la combinaison des facteurs du modèle RUSLE (fig.V.18), notamment l'agressivité climatique R (ou érosivité des précipitations), l'érodibilité des sols K et l'effet combiné du degré et de la longueur de la pente LS, la couverture végétale C et les pratiques antiérosives P. Sa détermination permet de connaître la répartition du risque érosif dû aux seuls effets des facteurs naturels A (Markhi *et al.*, 2015).

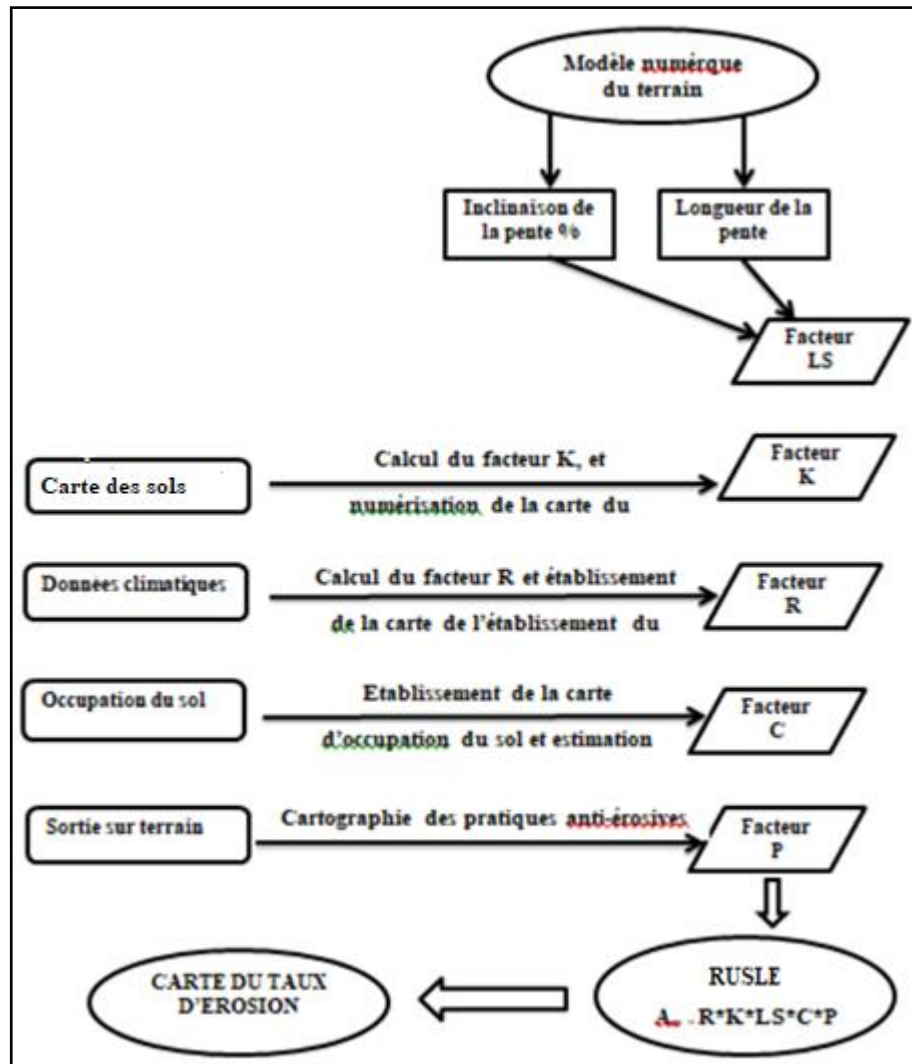


Figure V.17. Etapes de cartographie de l'érosion par le modèle RUSLE.

Après combinaison et traitement sous ARCGIS de ces cinq facteurs présentés au-dessus, le Mapp a permis d'élaborer à l'échelle du bassin du Meffrouche la carte d'érosion envisageable (fig.V.18).

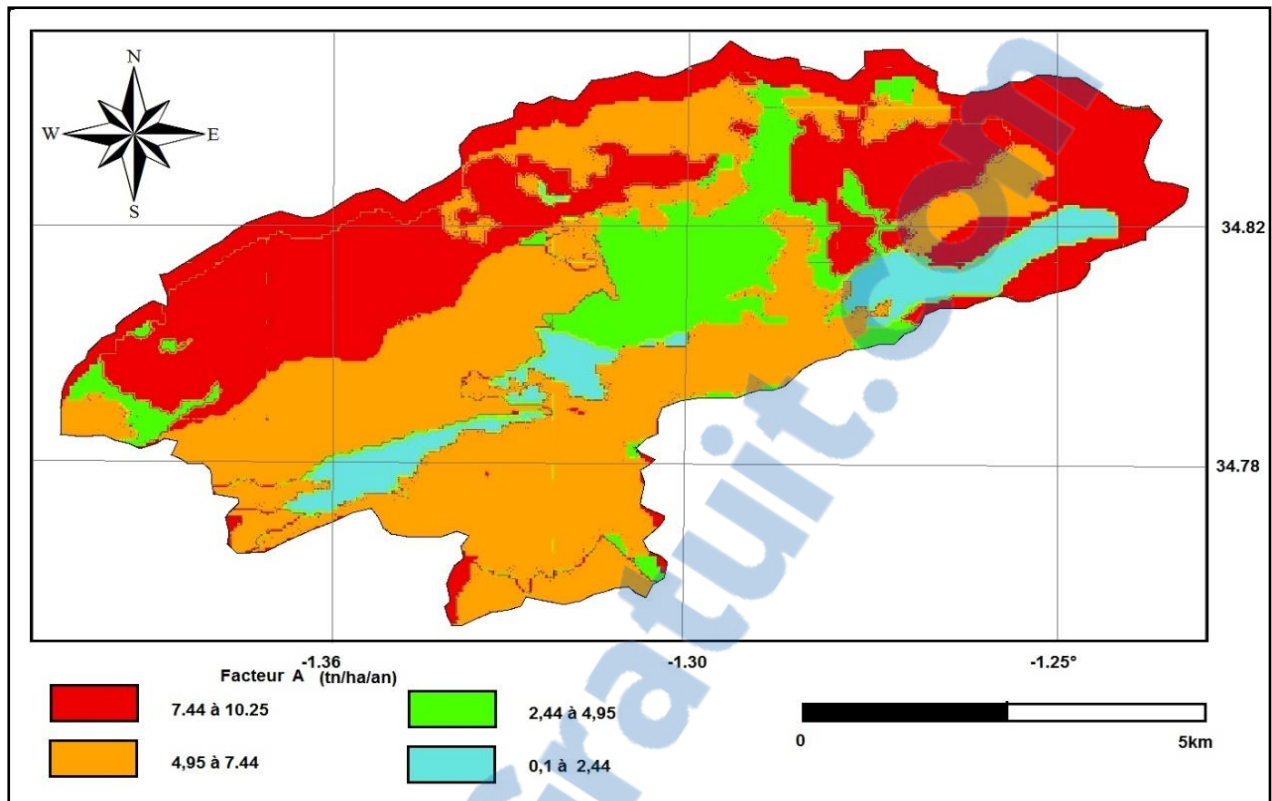


Figure V.18. Carte d'érosion du bassin versant Meffrouche.

Les pertes en sol exprimées en (t/ha/an) obtenues à l'échelle du bassin (tableau V.9), sont regroupées en quatre classes.

- La première classe de l'érosion comprise entre 0.1 et 2.44 t/ha/an : Elle regroupe les zones de faible érosion. Elle représente 10 % de la superficie du bassin. Cette zone est recouverte de forêts maquis et reboisement, sa surface est répartie dans les parties sud-est et sud-ouest du bassin.

- La deuxième classe comprise entre 2.44 et 4.95 t/ha/an, représente 17 % de la surface du bassin, la surface majeure de cette classe se trouve au centre (près de l'oued el Nachef) et à l'ouest du bassin.

- La troisième classe (classe d'érosion élevée) est comprise entre 4.95 et 7.44 t/ha/an, elle représente 46 % de la superficie du bassin versant, elle se localise dans les parties amont et centre du bassin versant. Les pratiques culturales dominantes de cette zone sont les cultures à sec (céréaliculture).

- La quatrième classe (Erosion très élevée) regroupe les zones dont l'érosion est comprise entre 7.44 et 10.25 t/ha/an, cette classe constitue 27 % de la surface du bassin, elle occupe toutes les parties nord de la zone d'étude.



Tableau V.9. Perte de sol moyenne annuelle du bassin versant du Meffrouche.

<b>Facteur A (t.ha.an<sup>-1</sup>)</b>	<b>% par rapport à la surface totale</b>	<b>Superficie (ha)</b>	<b>Sensibilité à l'érosion</b>
0.1 – 2.44	10	924.6	Faible
2.44 – 4.95	17	1501.3	Moyenne
4.95 – 7.44	46	4126.1	Elevée
7.44 – 10.25	27	2455.3	Très élevé

Le résultat obtenu par le modèle RUSLE montre l'altération actuelle des matériaux érodés au niveau de tout point du bassin versant, il se base surtout sur l'érosion en nappe. On peut dire que le modèle ne prend pas en considération les processus de transport des matériaux dépendant de l'écoulement de surface et de sa compétence.

### Conclusion

L'étude du transport solide en suspension dans le bassin versant du barrage Meffrouche, a été effectuée sur la base de mesures instantanées continues réalisées dans la station hydrométrique entre 1990 et 2014. En utilisant la relation puissance nous avons pu évaluer le transport des sédiments à différentes échelles temporelles. Les débits solides en suspension varient en fonction des débits liquides (données instantanées) suivant la forme  $Q_s = 0,27Q_L^{1,23}$ . L'Automne et le Printemps sont les saisons où le transport solide en suspension est le plus important. Le taux du transport solide fléchit en hiver et régresse à son minimum en été. Nous avons procédé pour une modélisation des deux saisons de l'année (humide et sèche) et les résultats obtenus diffèrent légèrement pour le pas de temps saisonnier et annuel. L'oued Nachef apporte annuellement 2,77 Hm<sup>3</sup> d'eau avec un flux moyen de 3496 tonnes de sédiments en suspension, soit une dégradation spécifique de 39,42t.km<sup>-2</sup>an<sup>-1</sup>, valeur nettement plus faible que celle trouvée pour les bassins voisins de la Tafna et les autres bassins algériens. C'est un bassin essentiellement carbonaté en état de vieillesse mais il reste que les quantités transportées par l'oued sont trop variables d'une saison à l'autre. Durant l'année 2008-2009 on a enregistré un apport solide de 13678 t.an<sup>-1</sup> et correspondant à une dégradation spécifique de 153 t.km<sup>-2</sup>an<sup>-1</sup>.

La carte d'érosion des versants fournit de nombreuses informations concernant le potentiel de production de sédiments par l'érosion des versants et la localisation des zones sources exprimées en t/ha/an. Les valeurs du taux de l'érosion potentielle (t/ha/an) obtenues étaient incluses dans la fourchette de 0 à plus de 40 à l'échelle du bassin. L'évaluation par RUSLE qui concernent l'érosion en nappe dans le bassin versant Meffrouche a donné une moyenne de 5.15 T/ha /an, toute en dépassant le seuil de la perte en sol par érosion linéaire qui est de 0.39 t/ha/an estimée par interpolation à partir des données de concentrations mesuré par l'ANRH au niveau de la station hydrométrique.

# ***CHAPITRE VI***

## **Etude des crues**



## Introduction

L'étude des périodes de crues est fondamentale car d'une part, elles jouent un rôle majeur en terme de bilan d'exportation des particules et d'autre part, elles permettent de mieux comprendre les processus de transfert des particules depuis les sols vers les eaux de surface ainsi que leur dynamique lors du transport en milieu fluvial (Inbar, 1992; Alexandrov *et al.*, 2003; Cohen *et al.*, 2005; Rovira and Batalla 2006; Ghenim 2007; Billy 2008; Batalla et Vericat 2009; Billy 2011; Bouanani *et al.*, 2013; Megnounif *et al.*, 2013). Ces périodes représentent donc des « hot-moment » dont il faut aujourd'hui mieux connaître les dynamiques et les contributions mais elles permettent aussi d'appréhender les « hot-spot » à l'échelle d'une région, notamment les zones fortement érodibles et susceptibles de fournir des particules aux eaux de surface. Ces zones contributives qui jouent aussi un rôle majeur dans les flux de matières en suspension exportées doivent être mieux connues pour pouvoir en assurer une meilleure gestion en termes d'érosion physique des sols et de production de sédiments fluviaux.

C'est la raison pour laquelle nous avons décidé dans ce travail sur la dynamique de transfert des sédiments transportés en suspension par l'Oued Nachef de nous focaliser sur l'étude détaillée des épisodes de crue. L'objectif de cette partie est de contribuer à une meilleure quantification des flux des sédiments exportés par les crues de cet Oued et qui sont susceptibles de se déposer dans le barrage de Mefrouche.

### I. Classification des débits et des concentrations

Cette étude est basée sur les valeurs correspondant aux mesures instantanées de concentrations (C) en matières en suspension (MES) et les valeurs de débits liquides ( $Q_L$ ). La figure VI.1 montre une grande variabilité de la concentration en fonction de différentes classes de débits liquides relatifs à une période de 24 ans de mesure. L'intervalle de variation des concentrations est important pour les classes de débits les plus faibles, il varie entre 0,01 et 10 g/L pour les rangs de débits de 0,003 et 0,01 m<sup>3</sup>/s, et entre 0,02 et 31,64 g/L pour des débits compris entre 0,01 et 0,03 m<sup>3</sup>/s. Cet intervalle de variation des concentrations diminue au fur et à mesure que les débits augmentent. Nous pouvons expliquer ce phénomène par le fait que lors des débits les plus faibles nous assistons à un mélange des écoulements et de MES qui viennent de différentes sources, alors que lors des plus forts débits la contribution du ruissellement de surface et de l'érosion mécanique des sols des versants deviennent majoritaire et la concentration en MES tend alors vers 1 g/L comme l'avaient déjà suggéré Callede (1974), Gac (1980), Kattan *et al.*, (1987), Probst et Sigha (1989), pour différents fleuves et rivières du monde.

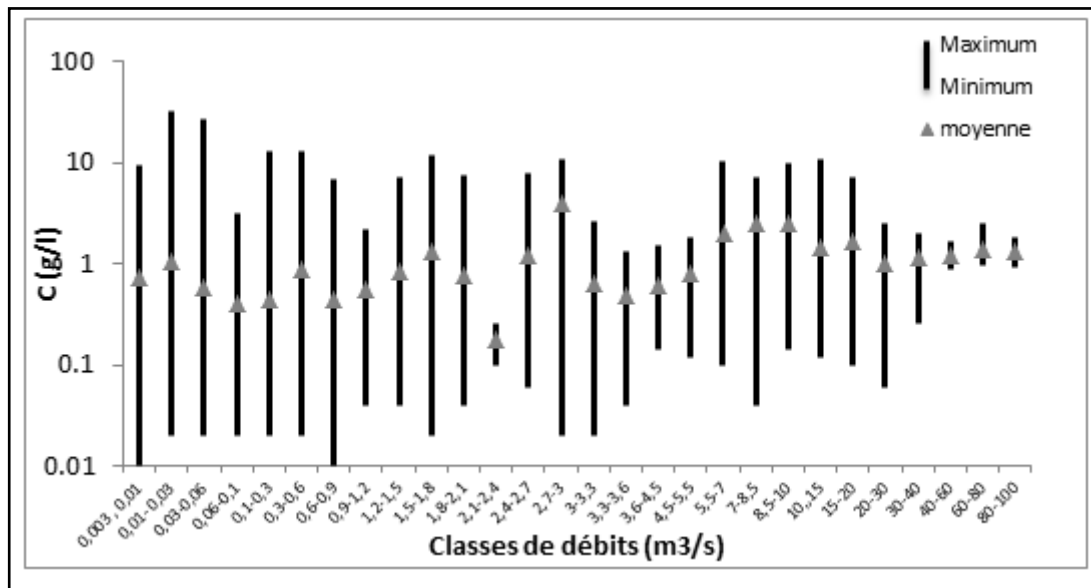


Figure VI.1. Variation de la concentration en MES en fonction de différentes classes de débits liquides (moyennes au cours de la période (1990-2014))

En ce qui concerne les classes de débits les plus élevés (entre 30 et 100 m<sup>3</sup>/s), les mesures sont prises en général au Printemps et les sédiments transportés sont dus principalement à l'érosion linéaire qui se produit dans le cours d'eau à partir des berges et du lit.

## II. Critères de sélection des crues

L'étude des crues est basée sur les couples de mesures instantanées de concentration et de débit ( $C_i$ ,  $Q_i$ ) aux instants  $t_i$ . Ce qui représente pour cette étude 1540 couples de valeurs. Ces mesures sont prises lors des crues pour une période de 24 ans, allant de 1990 à 2014 et d'une durée variable de  $T$  heures. Dans cette étude, nous avons sélectionné 446 couples de valeurs représentant au total 45 événements de crues représentatives. Les critères de sélection de ces crues sont basés sur :

- Un hydrogramme de crue bien marqué et non complexe (montée et décente),
- Un débit de pointe de crue supérieur au débit moyen annuel,
- Une courbe de variation des concentrations en MES qui ne présente pas de valeurs nulles,

### II.1 Relation concentration-débit liquide

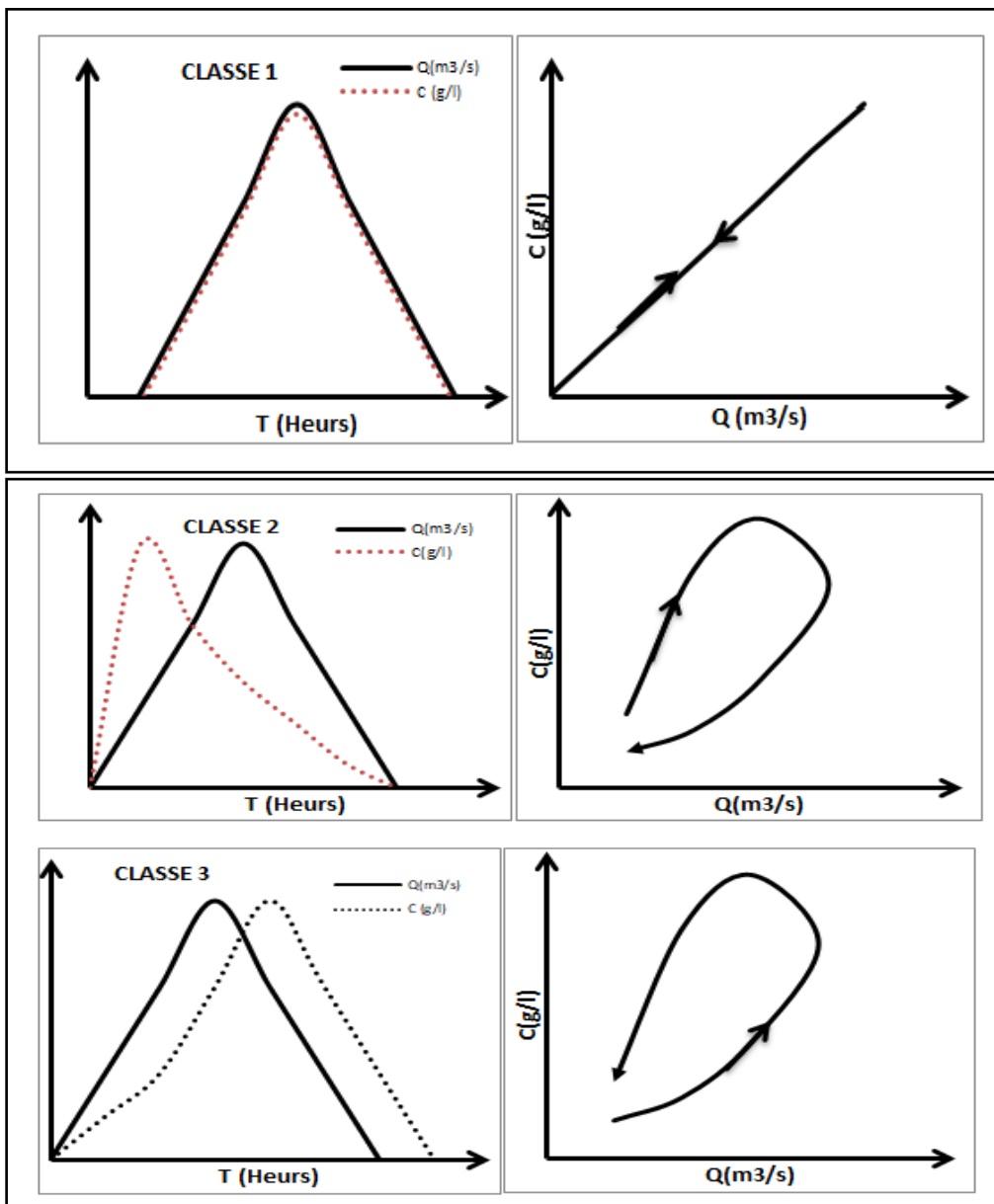
Généralement la régression la plus utilisée entre les valeurs mesurées instantanément des concentrations de matières en suspension en fonction des débits liquides est le modèle puissance (Ferguson, 1987 ; Gordova and Gonzalez, 1997 ; Jansson, 1997) :

$$C = aQ^b$$

Les paramètres  $a$  et  $b$  sont des coefficients de régression. Bien que l'exactitude de cette approche ait été discutée par Walling (1977), son application apparaît adéquate dans de nombreux cas d'études et pour différentes finalités (Crawford, 1991). Elle est basée sur la transformation des valeurs en logarithmes pour réduire la polarisation présentée dans les calculs (Cohn *et al.*, 1989 ; Cohn, 1995).

## II.2 Hystérésis

L'étude du transport solide par événement peut permettre de déterminer la provenance des sédiments transportés, par l'analyse des relations entre la concentration en MES et le débit liquide, notamment quand ces relations forment des hystérésis. L'analyse de ces hystérésis est considérée comme une approche intéressante pour mieux comprendre la dynamique de MES sur un bassin versant. Actuellement, la plupart des recherches s'orientent vers l'étude des boucles hystérésis pour déterminer les différentes sources de sédiments dans un bassin versant. (Heidel, 1956 ; Klein, 1984 ; de Boer and Campbell, 1989 ; Williams, 1989 ; Hudson, 2003 ; Seeger *et al.*, 2004; Fang *et al.*, 2011). On peut alors distinguer différentes formes d'hystérésis que l'on peut regrouper ici en 7 classes (fig.VI.2) :



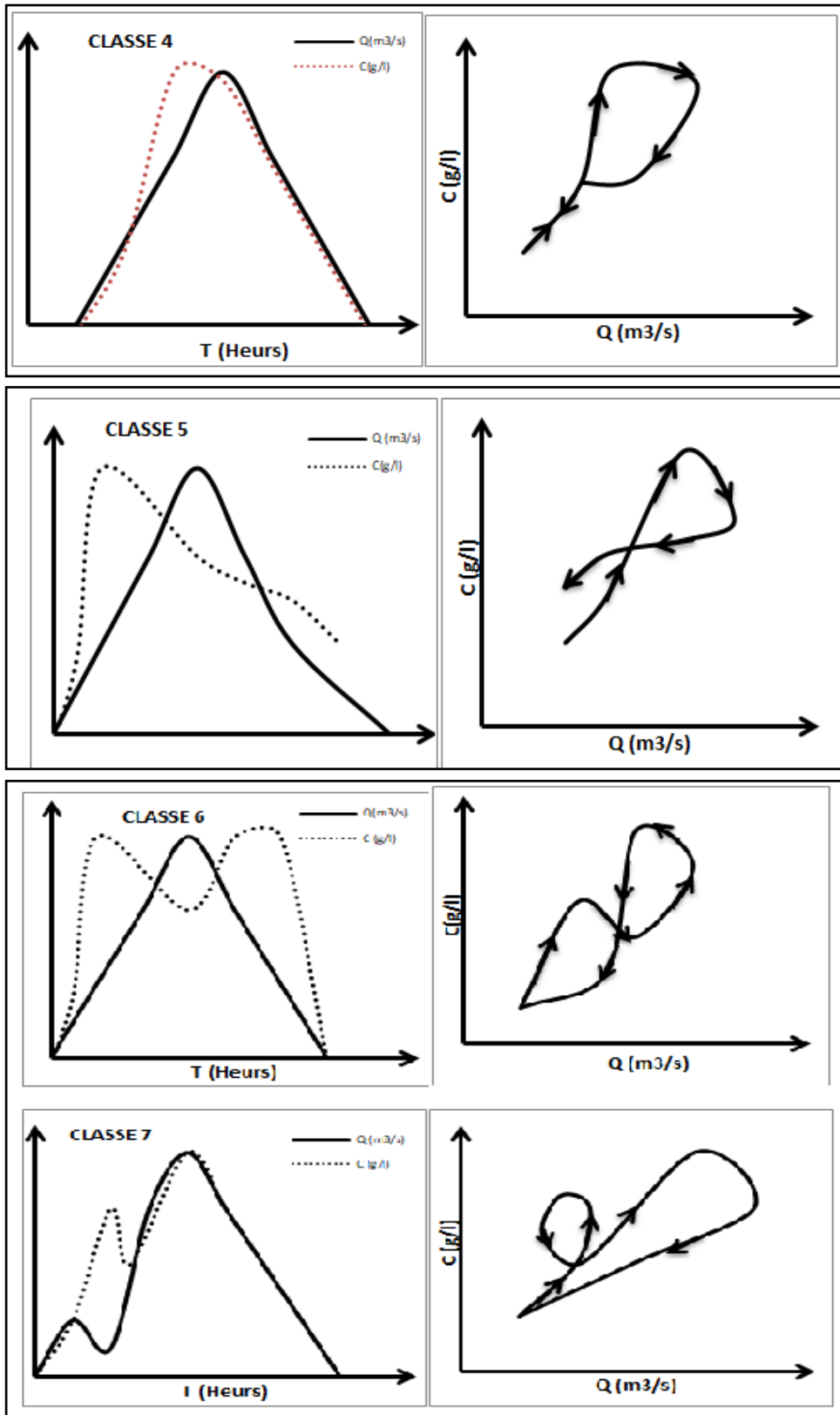


Figure VI.2. Différentes classes d'hystérésis dans les relations concentration en MES-Débit liquide.

- Classe 1 : forme linéaire où la montée de la courbe est parallèle à la décente de la courbe.

- Classe 2 : boucle ouverte avec une chronologie des points de prélèvement qui tourne dans le sens des aiguilles d'une montre (hystérésis dextre) du début à la fin de la crue, la Concentration en MES maximale arrive avant le maximum de Q.
- Classe 3 : boucle ouverte qui tourne dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (hystérésis senestre), le maximum de Q vient avant le maximum de C.
- Classe 4 : boucle fermée qui tourne dans le sens des aiguilles d'une montre (dextre)
- Classe 5 : hystérésis en forme de huit, mais qui reste ouverte.
- Classe 6 : forme de huit fermé.
- Classe 7 : forme complexe où la montée de la courbe comprend un nœud dans le sens des aiguilles d'une montre (dextre).

### III. Résultats et discussions

#### III 1. Relations concentration-débit liquide et débit solide-débit liquide

Après avoir extrait les valeurs instantanées de C et Q, on peut calculer les débits solides et établir des relations de type puissance entre C et Q et entre  $Q_s$  et Q (fig.VI.3). Le modèle puissance utilisé fréquemment permet alors d'une part, de déterminer les paramètres a et b, spécifiques pour chaque bassin versant et chaque cours d'eau, et d'autre part, de combler les lacunes lorsqu'il n'y'aurait pas de mesures, en simulant les valeurs manquantes.

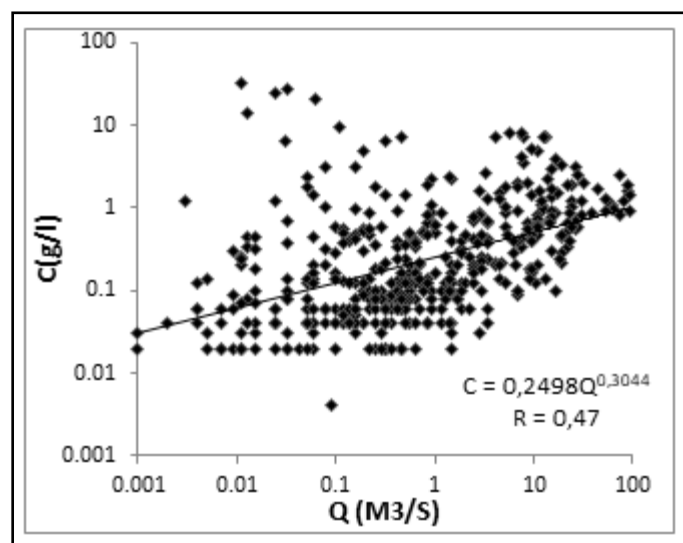


Figure VI.3. Relations entre concentration- débit liquide pour la période allant de 1990 à 2014 du bassin versant du Meffrouche.

La régression C-Q présente un faible coefficient de corrélation ( $R = 0,47$ ) pour une distribution qui montre une plus grande dispersion des points pour les valeurs moyennes. Ces points coïncident avec des débits liquides inférieurs à  $0,8 \text{ m}^3/\text{s}$  et des concentrations en sédiments supérieur à  $1 \text{ g/L}$ , ce sont des valeurs qui correspondent à des crues d'Automne (sédiments facilement mobilisables). Ce coefficient augmente lorsqu'on fait une régression pour les valeurs de chaque classe de crue (tableau VI.1)

L'appréciation des modèles obtenus en hydrologie est primordiale. On a procédé au test dit RMSE (Root mean square error) la racine des écarts quadratiques. C'est une valeur qui varie entre 0 et  $+\infty$  l'optimum de cette valeur est le minimum.

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (C_i - C')^2}{N}}$$

$C_i$  : Valeur de la concentration observée (g/L),

$C'$  : Valeur de la concentration calculée par le modèle (g/L),

$N$  : Taille de l'échantillon.

Pour la régression C-Q, le RMSE donne une valeur de 1,21 et celui de la régression  $Q_s$ -Q est de 2,1. Ce sont des valeurs appréciables. Le tableau VI.1 montre les différentes régressions C-Q pour chaque classe de crue.

Tableau VI.1. Modèles puissances ajustés pour chaque classe de crue aux relations (C-Q) avec leur test d'ajustement RMSE.

	Modèle puissance $C = aQ^b$		Coefficient de corrélation R	RMSE
	a	b		
<b>Classe 1</b>	0,1657	0,3311	0,54	0,51
<b>Classe 2</b>	0,1405	0,3695	0,67	0,38
<b>Classe 3</b>	0,2038	0,2495	0,46	0,55
<b>Classe 4</b>	0,5076	0,2162	0,38	1,37
<b>Classe 5</b>	0,2251	0,2900	0,60	0,33
<b>Classe 6</b>	0,2754	0,4623	0,62	2,45
<b>Classe 7</b>	0,1614	0,4823	0,60	0,72

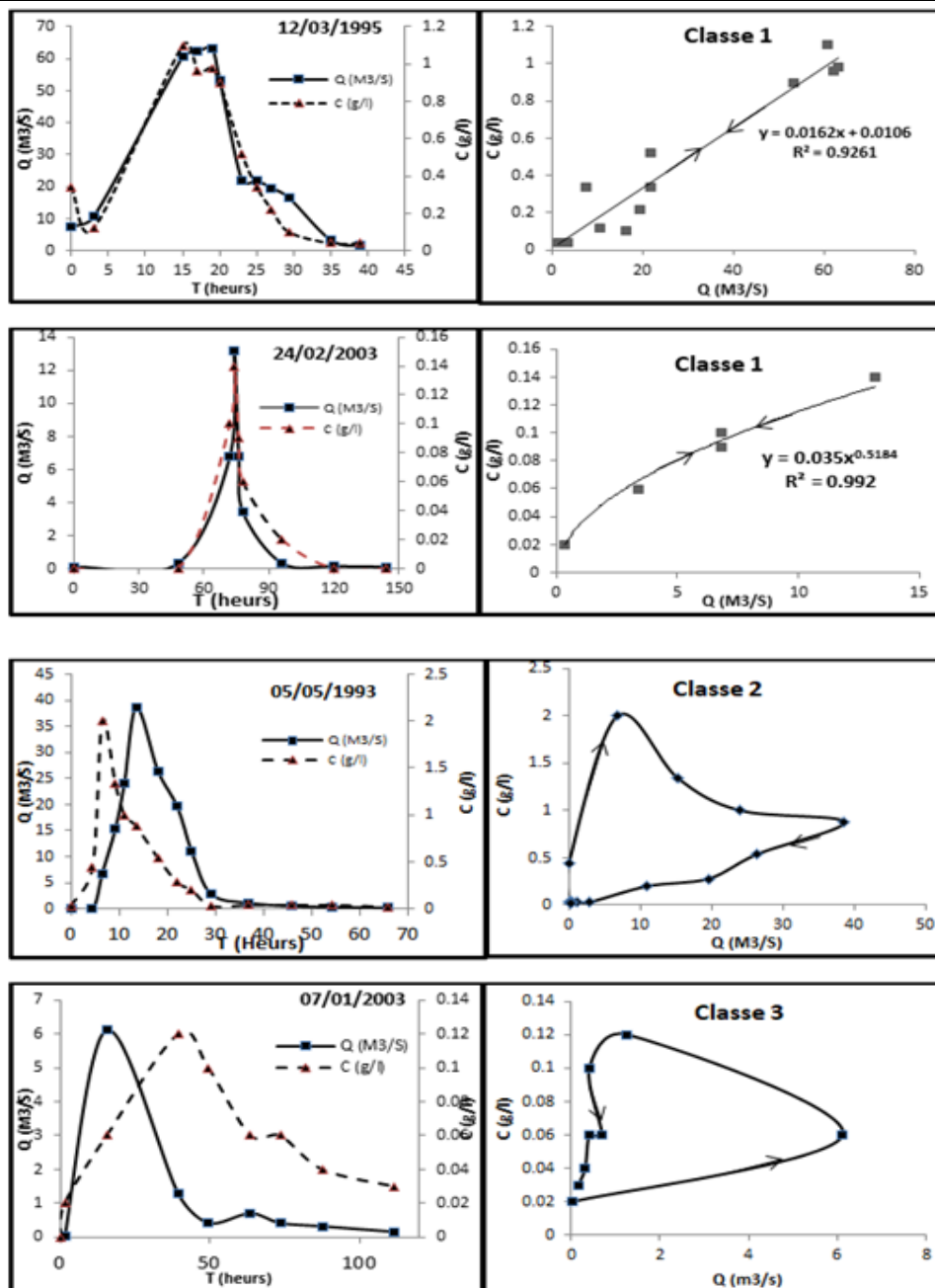
Nous remarquons que les coefficients de corrélation pour les différentes classes varient entre 0,38 et 0,67 pour l'ensemble des crues, ce dernier indique donc une petite dispersion entre les valeurs de la concentration de la suspension et du débit liquide. Les valeurs de RMSE varient de 0,33 à 2,45.

### III .2. Analyse des crues

Le terme de crue fait référence à un événement hydrologique complet, avec une montée de crue et une décrue. Parmi les 45 crues sélectionnées dans cette étude sur une période de 24 ans, 6 sont en Automne, 24 en Hiver, 14 au Printemps et 1 en Eté (tableau VI.2). Nous avons représenté sur la figure VI.4 les variations de Q et de C observées sur quelques-unes de ces crues, avec à gauche les variations temporelles de ces deux paramètres et à droite, les relations entre ces deux paramètres, montrant parfois des boucles d'hystérésis.

Tableau VI.2. Saisonnière des crues par rapport à la totalité des 45 crues pour les différentes classes.

	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5	Classe 6	Classe 7	Total
Crues d'automne	0	3	2	1	0	0	0	6
Crues D'hiver	4	3	5	4	2	4	2	24
Crues printemps	5	2	1	1	3	1	1	14
Crues D'été	1	0	0	0	0	0	0	1
Total	10	8	8	6	5	5	3	45
% par rapport au total des crues	22	18	18	13	11	11	7	100





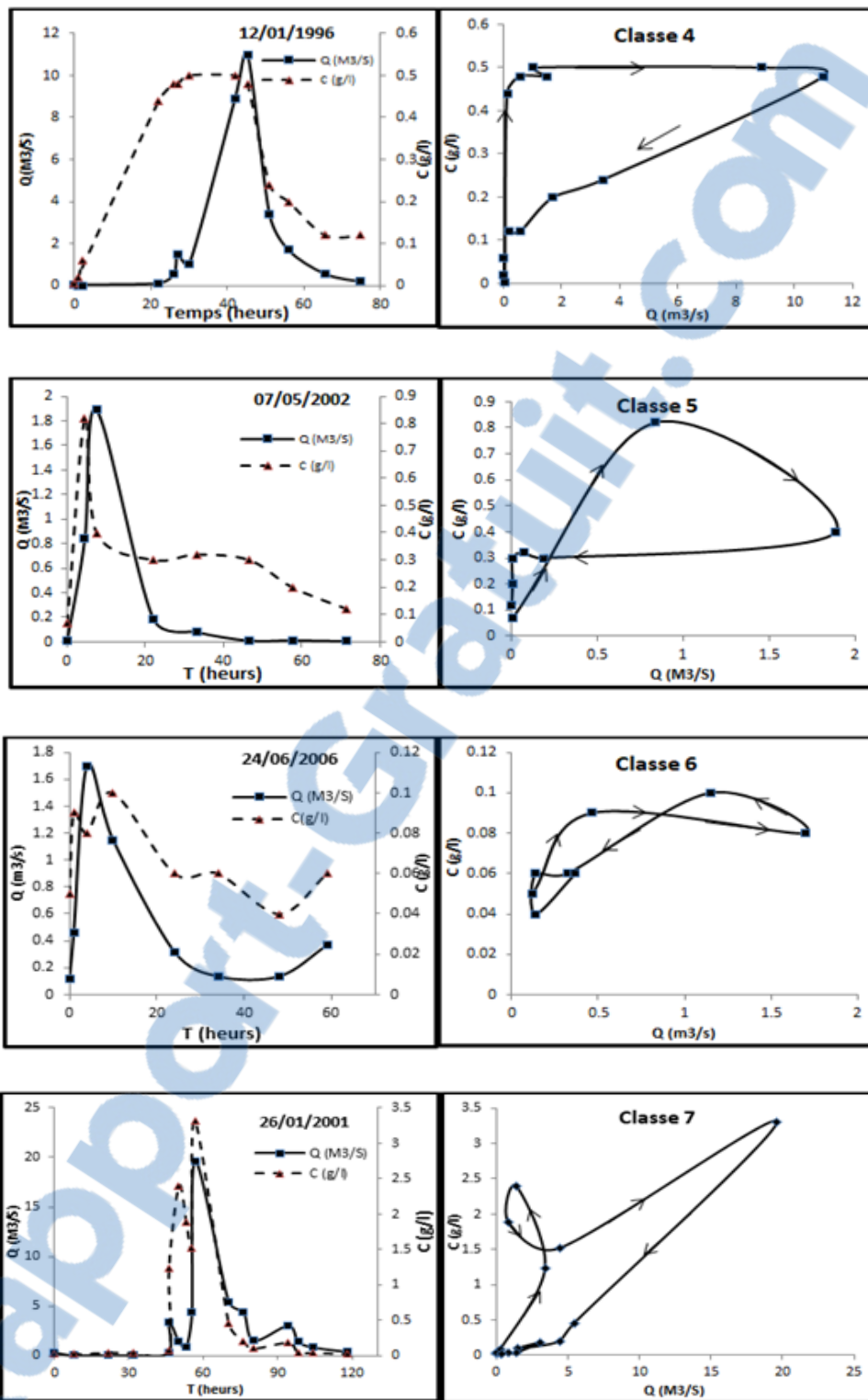


Figure VI.4. Evolutions temporelles des concentrations en MES et des débits liquides au cours de quelques crues sélectionnées (à gauche) et relation C-Q au cours de ces crues (à droite) avec les flèches qui indiquent le sens de l'hystérésis, dextre ou senestre.

Les courbes de la figure VI.4 présentent différentes variantes des relations C-Q qui peuvent être observées pour les crues de l'oued El Nachef. Ces différentes variantes peuvent

être regroupées, comme mentionné plus haut, en sept classes pour lesquelles nous présentons (fig.VI.5) le % de chacune d'elle. Ainsi, 22% des crues appartiennent à la classe 1. Ce type de crue est caractérisé par une linéarité de la relation C-Q, ce sont des crues qui se manifestent généralement en Hiver et au Printemps. L'érosion mécanique et le transport des sédiments en suspension est fonction de l'intensité des précipitations, de la saturation en eau des sols, de la capacité d'infiltration et de la lame d'eau écoulée. Hors, à cette période de l'année, les sols sont saturés et le taux d'infiltration est donc réduit, générant un ruissellement de surface qui engendre une érosion mécanique plus importante et un transport solide linéaire qui devient proportionnel au débit liquide du cours d'eau. Les classes deux et trois représentent chacune 18% de l'ensemble des crues étudiées. Les crues de type classe 2 (hystérésis dextres) se manifestent fréquemment en Automne.

Dans le cas des crues de classe 2, le pic de la concentration est atteint avant le pic du débit liquide. Ce décalage peut avoir différentes causes. Il peut être dû :

- à une forte remise en suspension des sédiments déposés lors de la crue précédente (effet de « chasse d'eau »),
- à une contribution maximale du ruissellement de surface et donc de l'érosion mécanique des sols dès la montée des débits,
- à une source de sédiments (matériels très érodibles) proches de la station de mesure. En effet, la présence des marnes miocènes et des alluvions dans la vallée de l'oued Nachef pourrait constituer une source importante de sédiments facilement érodables.

Les sédiments transportés commencent donc à se déposer avant le pic de débit. Donc la majorité des sédiments transportés en suspension se produit par les premières valeurs des débits liquides de l'hydrogramme.

L'inverse se produit pour les crues de la classe 3 (hystérésis senestre) où le maximum de C en MES arrive après le pic de débit. Dans cette étude, ces crues se produisent généralement en Hiver. L'origine des sédiments véhiculés dans ce cas est dû à une érosion hydrique linéaire et ils peuvent provenir aussi d'une source plus lointaine de la station de mesure. Les marno-calcaires et les argiles de décalcification située en amont du bassin peuvent en être une source.

Les crues de la classe 4 représentent près de 13% des crues étudiées et elles apparaissent généralement en Hiver. Les relations C-Q présentent des hystérésis dextres mais fermées. La première phase de cette courbe est expliquée par une remise en suspension et un transport des sédiments déposés lors de la crue précédente (comme pour la classe 2). Puis lors de la deuxième phase, la linéarité décrit une phase de transport où la concentration des sédiments varie proportionnellement avec le débit liquide.

Concernant les crues des classes 5 (hystérésis en forme de huit ouvert) et 6 (hystérésis en huit fermé), elles représentent 11% du total des crues étudiées. La relation C-Q qui donne une figure en huit ouvert se réfère à des crues d'Hiver et de Printemps. La forme de cette relation peut être expliquée par une première phase de transport de sédiments déjà mobilisables dans le cours d'eau, puis une deuxième phase de transport de sédiments dû, soit à une érosion dans le chenal d'écoulement provoqué par le débit liquide de pointe, soit à un apport de sédiments

venant de l'amont du bassin versant. On peut attribuer les mêmes processus aux crues de classe 6 que l'on observe dans la majorité des cas, en hiver. Dans ce cas, le deuxième pic de concentration arrive directement après le débit maximal, permettant de penser à un apport de sédiments issus de l'érosion des versants. Enfin, les crues de la classe 7 représentent seulement près de 7% de l'ensemble des crues étudiées. Ce sont des crues de deux phases. La première phase de crue engendre le transport des sédiments déjà existant dans le chenal d'écoulement, tout juste après on enregistre une baisse de débit liquide accompagnée d'un pic de la concentration C de MES, ce qui présente le nœud indiquant la proportionnalité inverse dans la montée de la relation C-Q (fig.VI.4).

### III 3. Relations entre précipitations, apports liquides et les apports solides

La durée moyenne des crues qui ont été choisies pour cette étude est de 3,5 jours. Le plus grand nombre de crues correspond comme indiqué précédemment aux crues de classe 1 qui comme on peut le voir sur la figure VI.5 contribuent seulement pour 8,5% au transport solide total pour un volume d'eau écoulé qui représente pourtant 22% du total. Les transports solides des crues de classes 2 et 3 représentent respectivement, 19% et 9% et sont proportionnels aux volumes d'eau écoulés qui représentent respectivement 17% et 7,5% du total. Pour les crues de classes 5 et 6, les contributions au transport solide divergent complètement. Le pourcentage le plus faible (0,8%) est observé pour les crues de classe 5, correspondant à un volume d'eau représentant seulement 1,86%. A l'inverse, les crues de classe 6, transportent 44% des sédiments pour un débit liquide représentant 29% du volume total d'eau évacué par l'ensemble des crues. Enfin, les contributions des crues de classes 4 et 7 sont pratiquement les mêmes avec, respectivement 9,4 et 9,6% des transports solides et des volumes d'eau représentant respectivement, 9,8% et 12,9%.

Alors que pour les crues de classe 1, on observe une contribution des transports solides qui est nettement inférieure à la contribution des volumes d'eau écoulés. En général, ces crues se présentent en période de l'année où le sol est couvert de végétation.

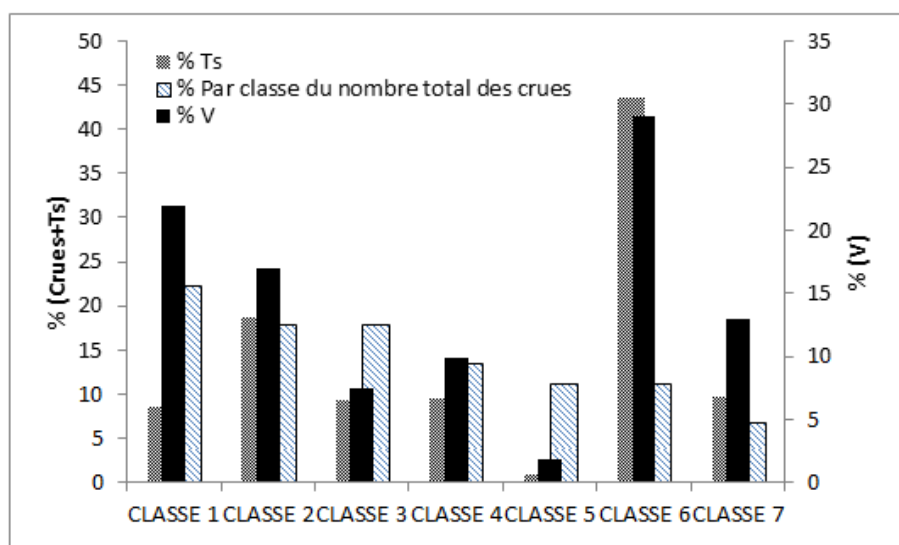


Figure VI.5. Répartition (en % du total) des crues pour les différentes classes et la contribution (en %) des différentes classes (1 à 7) des crues étudiées de 1990 à 2014 aux

volumes d'eau écoulés (V) par la totalité des crues et aux transports solides évacués (Ts) par l'ensemble des crues.

La figure VI.6, dénote une variation linéaire en pourcentage entre le transport solide et le volume d'eau écoulé pour les sept classes de crues obtenues. On remarque que la classe 1 est écartée de la droite, par contre les autres classes 2 à 7 avoisinent la droite, ce qui veut dire que pour ces classes citées, le transport solide en suspension varie proportionnellement avec le volume d'eau écoulé.

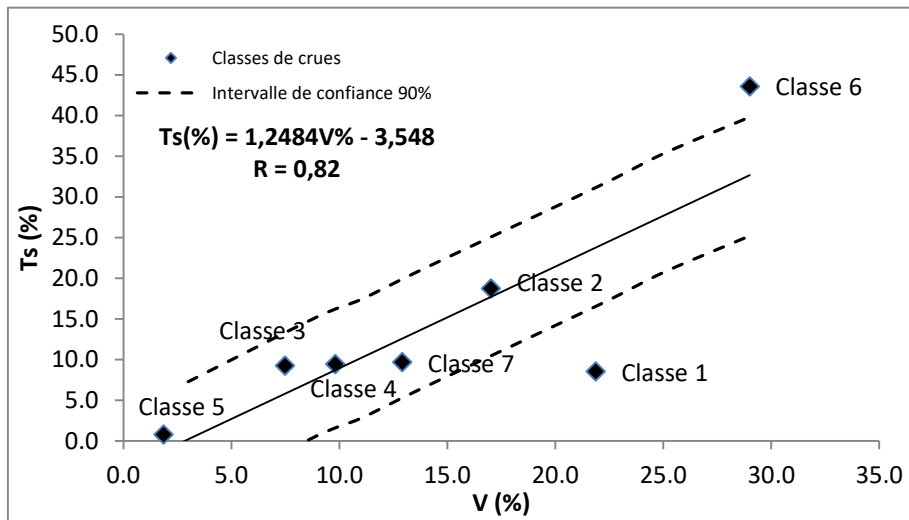


Figure VI.6. Répartition (en %) des transports solides évacués (Ts) en fonction des volumes d'eau écoulés (V). pour les crues étudiées de 1990 à 2014.

La figure VI.7, montre une bonne proportionnalité entre les volumes d'eaux évacuées annuellement et l'intensité annuelle du transport solide spécifique. La somme annuelle des précipitations semble jouer un rôle secondaire sur ces transports solides. C'est certainement plus la distribution, la nature et l'intensité de ces précipitations, et par conséquent la nature et l'intensité des crues qui vont jouer un rôle majeur sur l'érosion mécanique des sols et sur les transports de sédiments. Au cours des 24 années étudiées, la moyenne interannuelle des transports solides spécifiques est de l'ordre de  $40 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ , mais certains cycles hydrologiques exceptionnels comme (1990-1991), (1995-1996) et (2008-2009) présentent des transports de sédiments qui vont de 80 à  $160 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$

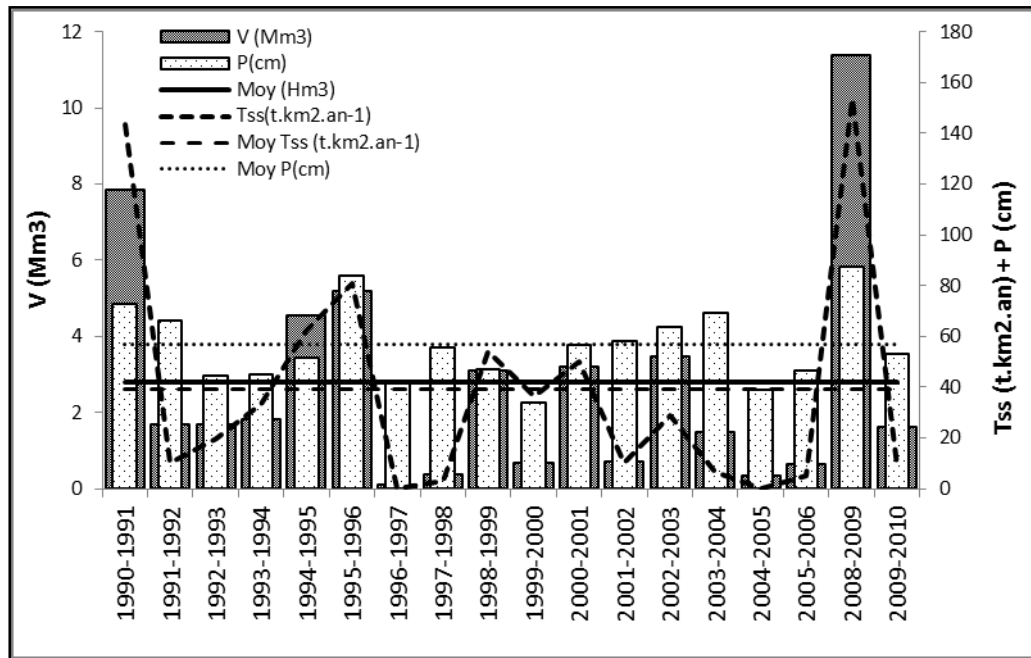


Figure VI.7. Variation interannuelle des apports liquides et des transports solides en suspension (1990-2010).

### Conclusion

Dans une région hydro climatique, où les crues jouent un rôle important sur l'érosion et les transports fluviaux, nous nous sommes focalisés sur l'étude des crues et leur contribution au transport solide en suspension de l'oued Nachef. Ainsi, une typologie des crues a été établie sur la base de 45 crues étudiées au cours des 24 dernières années (1990-2014), en examinant les relations entre les concentrations (C) en matières en suspension et les débits liquides (Q). Cette typologie nous a permis de définir 7 classes de crues dont 1 présente des relations C-Q linéaires ou puissance alors que les 6 autres mettent en évidence des phénomènes d'hystérésis entre la montée et la descente de la crue, hystérésis qui peuvent être dextres (classes 2 et 4), senestres (classe 3) ou complexes en forme de huit (classes 5, 6 et 7). Ces phénomènes peuvent être attribués à des mécanismes d'érosion-transport-sédimentation différents qui varient suivant la saison et la nature des crues.

# **CONCLUSION GENERALE**

Cette étude du transport de sédiments en suspension dans l'oued el Nachef, nous a permis de faire une approche globale de la problématique. En effet, nous avons traité le problème dans son ensemble. Dans ce contexte, notre démarche a été structurée en une analyse des données de concentrations en MES recueillies au niveau de l'ANRH, la compréhension des processus hydrologiques à l'échelle du bassin versant, l'étude des épisodes de crues, la modélisation des flux de MES, et finalement l'établissement de la carte qui présente les zones de grande sensibilité à l'érosion.

La figure ci-dessous, schématise le processus des étapes de la problématique de l'érosion et du transport solide :

### **A- Morphométrie du bassin**

Les différentes caractéristiques physiographiques du bassin versant du Meffrouche se résument dans le coefficient de Gravelius de 1.37 caractérisant le bassin par une forme allongée favorisant l'érosion linéaire et régressive. La longueur du cours d'eau principal est relativement faible 14.2 km, et donc pour une averse caractéristique le  $T_c = 2h$  est une valeur relativement faible. La convexité de la courbe hypsométrique indique que le bassin est en état de vieillesse, et montre un relief qui décroît à la partie amont du bassin. Les altitudes relativement moyennes (de 1250 à 1400 m) sont les plus fréquentées. Suivant la classification de l'ORSTROM le relief du bassin est modéré avec un indice de pente globale  $I_g = 0.016$ . Le réseau hydrographique est relativement plus dense au niveau de la rive droite que sur la rive gauche.

La lithostratigraphie de la zone d'étude est constituée du Secondaire (Dolomie et marno-calcaire), le tertiaire qui est formé essentiellement des dépôts marins du Tortonien. Finalement, le Quaternaire correspond à des dépôts non consolidés et des travertins friables riches en débris végétaux.

### **B-Pluviométrie, écoulement de surface et climatologie**

L'étude des précipitations de la région illustre une moyenne interannuelle de 594 mm avec un coefficient de variation  $C_v = 0.32$ . Durant la série d'observation le maximum de 1062mm est enregistré en (1973-1974) et le minimum de 211 mm en (1981-1982). Le meilleur ajustement statistique de la série est donné par la loi log-normale.

La variation saisonnière des pluies montre que les valeurs maximales sont enregistrées en Hiver et au Printemps avec respectivement 227mm et 215mm, la somme de ces valeurs représente 75% de la moyenne interannuelle des précipitations, la période sèche correspond à la saison d'Eté (Juin, Juillet, Août), où le déficit pluviométrique est bien marqué. Concernant la variation des pluies à l'échelle mensuelle, c'est à partir du mois d'Octobre que la lame d'eau précipitée atteint les 40 mm une valeur qui se rapproche de la moyenne mensuelle jusqu'à atteindre le pic au mois de Mars (98 mm), au-delà débute le fléchissement du régime pluvial mensuel jusqu'à arriver au minimum au mois d'Août (5 mm).

Les écoulements interannuels, indiquent une relation assez directe avec les précipitations. Les résultats d'observations donnent une moyenne de  $0,07 \text{ m}^3/\text{s}$ . Les maximums sont



enregistrés en (1990-1991) et (2008-2009) avec  $0,24 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $0,32 \text{ m}^3/\text{s}$ . Les écoulements de surface commencent à paraître au mois de Novembre, là où, le sol commence à se saturer par les premières pluies automnales après une longue période sèche. Le premier pic de  $0,15 \text{ m}^3/\text{s}$  qui représente 53 mm en lame d'eau écoulée est observé au mois de Janvier, le second pic se présente au mois de Mars avec une valeur de  $0,35 \text{ m}^3/\text{s}$ . En cette période de l'année (début du Printemps), la végétation couvre le sol et les nappes d'eau souterraines qui existent dans le bassin commencent à évacuer leur excédent d'eau à travers les sources vers le réseau de drainage du bassin.

En ce qui concerne la variation des volumes d'eaux souterraines, nous avons utilisé la formule de Maillet qui a montré une variation inverse entre le coefficient de tarissement et les volumes mobilisés, les coefficients élevés correspondent aux volumes faibles. Ceci traduit que les coefficients élevés correspondent à une vidange rapide. Enfin pour les apports hydriques, on a une variation proportionnelle et directe avec les précipitations. La moyenne de ces volumes indique sept années excédentaires et onze années déficitaires

Le diagramme pluviométrique a bien montré que la période humide s'étale de la mi-septembre jusqu'à la mi-mai, et la période sèche commence à bien s'installer à partir du mois de Juin. En ce qui concerne les températures annuelles, elles commencent à augmenter au milieu des années 70, là où les pluies annuelles ont commencé à diminuer. Les températures ont donc une influence directe sur le régime pluvial.

### C- Transport solide modélisation, crues et cartographie

L'étude du transport solide en suspension dans le bassin versant du barrage Meffrouche, a été effectuée sur la base de mesures instantanées continues réalisées dans la station hydrométrique entre 1990 et 2010. En utilisant la relation puissance nous avons pu évaluer le transport des sédiments à différentes échelles temporelles. Les débits solides en suspension varient en fonction des débits liquides (données instantanées) suivant la forme  $Q_s = 0,249Q_L^{1,244}$ . L'Automne et le Printemps sont les saisons où le transport solide en suspension est le plus important. Le taux du transport solide fléchit en Hiver et régresse à son minimum en Eté. Nous avons procédé à une modélisation des deux saisons de l'année (humide et sèche) et les résultats obtenus diffèrent légèrement pour le pas de temps saisonnier et annuel. L'oued Nachef apporte annuellement  $2,77 \text{ Hm}^3$  d'eau avec un flux moyen de 3496 tonnes de sédiments en suspension, ce qui correspond à une dégradation spécifique de  $39,42 \text{ t.km}^{-2}\text{an}^{-1}$ , valeur nettement plus faible que celle trouvée pour les bassins voisins de la Tafna et les autres bassins algériens. C'est un bassin essentiellement carbonaté en état de vieillesse mais il reste que les quantités transportées par l'oued sont trop variables d'une saison à l'autre. Durant l'année (2008-2009), nous enregistrons un apport solide de  $13678 \text{ t.an}^{-1}$  et une dégradation spécifique de  $153 \text{ t.km}^{-2}\text{an}^{-1}$

Les crues jouent un rôle important sur l'érosion et les transports fluviaux, nous nous sommes focalisés sur l'étude des crues et leur contribution au transport solide en suspension dans le bassin. Ainsi, une typologie des crues a été établie sur la base de 45 crues étudiées au cours des 25 dernières années (1990-2014), en examinant les relations entre les concentrations (C) en matières en suspension et les débits liquides (Q). Cette typologie nous a permis de définir 7 classes de crues dont la 1<sup>ère</sup> présente des relations C-Q linéaires ou puissance alors

que les 6 autres mettent en évidence des phénomènes d'hystérésis entre la montée et la descente de crue, hystérésis qui peuvent être dextres (classes 2 et 4), senestres (classe 3) ou complexes en forme de huit (classes 5, 6 et 7). Ces phénomènes peuvent être attribués à des mécanismes d'érosion-transport-sédimentation différents qui varient suivant la saison et la nature des crues.

La carte d'érosion des versants fournit de nombreuses informations concernant le potentiel de production de sédiments par l'érosion des versants et la localisation des zones sources exprimées en t/ha/an. Les valeurs du taux de l'érosion potentielle (t/ha/an) obtenues étaient incluses dans la fourchette de 0.1 à 10 à l'échelle du bassin. L'évaluation a donné que les valeurs calculées par RUSLE dépassent largement le seuil de la perte en sol qui est de 0.39 t/ha/an estimée par interpolation à partir des données de concentrations mesurées par l'ANRH au niveau de la station hydrométrique.

### **D- Perspectives**

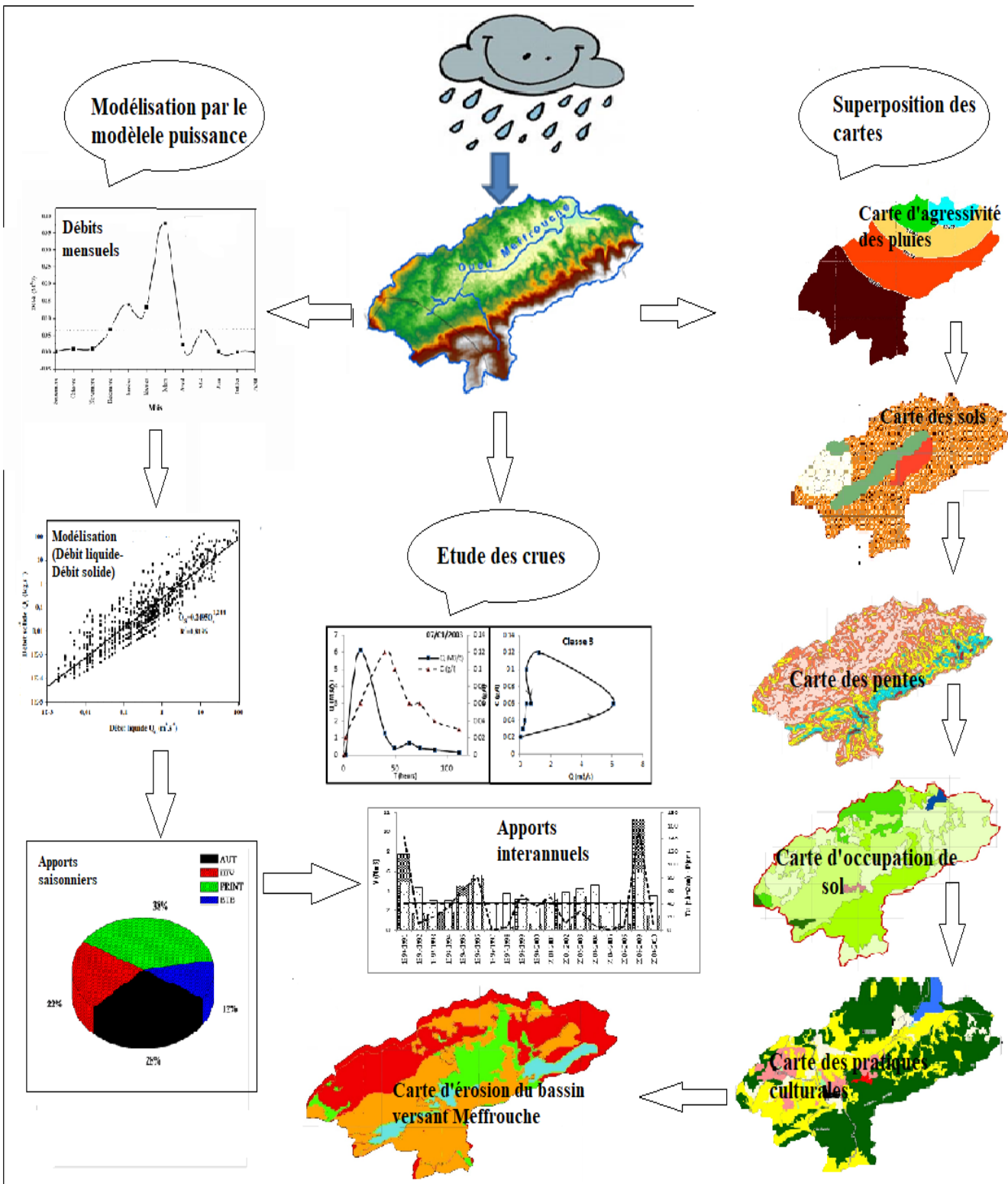
#### **1) Sur la mesure**

A l'heure actuelle, nous signalons une insuffisance de base de données des concentrations en sédiments en suspension dans les cours d'eau algériens, il est évident de continuer de prendre ces mesures dans les stations hydrométriques. En effet, des campagnes de mesures ponctuelles dans le temps ne sont pas suffisantes si l'on souhaite par exemple quantifier les bilans sédimentaires. Afin d'améliorer la qualité des modèles de transport en MES, aussi bien que la connaissance de la dynamique des flux de MES dans les cours d'eau, il est impératif de faire prolonger la chronique des mesures de concentrations et intensifier la mesure des paramètres clefs comme la pluie et le débit.

#### **2) Sur la modélisation ...**

Les résultats obtenus par la modélisation sont encourageants, en les comparant à d'autres trouvés soit en Algérie ou plus particulièrement au niveau de la Tafna. Les modèles de transport de MES ne sont pas parfaits. Cependant, cette piste de recherche ne doit pas être abandonnée. Elle demande avant tout des chroniques de mesures plus longues, il serait possible d'introduire plus de variabilité temporelle dans la modélisation. On peut aussi intégrer : dans les variables d'entrée : i) Variabilité des débits dans la journée, iii) intensité maximale des précipitations. Aussi, pour mieux contrôler l'évolution future du transport solide dans le bassin versant du Meffrouche, nous proposons d'intensifier le réseau de mesure des pluies et des paramètres hydrométriques en amont du barrage existant pour pouvoir suivre l'évolution de son envasement.

Enfin, l'organigramme (fig.2), Shématise les principaux résultats de cette étude :



**REFERENCES**  
**BIBLIOGRAPHIQUES**

Rapport-Gratuit.com

**A**

ACHITE M., M. MEDDI. 2004. Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest Algérien). *Sécheresse.*, 4, 367-373.

ACHITE M., MEDDI M. 2005. Contribution à l'étude des courbes IDF dans la région de Chlef. In: *Proceeding de la conférence nationale sur l'eau et environnement (12–13 novembre)*. Biskra, Algérie.

ACHITE M., OUILLON S. 2007. Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973– 1975). *J Hydrol* 343: 187-202.

ADEDIJI A., TUKUR A.M., ADEPOJU K.A. 2010. Assessment of Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in Katsina Area, Katsina State of Nigeria using Remote Sensing (RS) and Geographic Information System (GIS). *Iranica Journal of Energy and Environment*. Vol. 1. Iss. 3 p. 255–264.

ALEXANDROV Y., LARONNE J.B., REID I. 2003. Suspended sediment transport in flash floods of the semiarid northern Negev, Israel. *IAHS Publication*, 278 : 346–352.

ALEXANDROV Y., LARONNE J.B., REID I., 2007. Intraevent and interseasonal behaviour of suspended sediment in flash floods of the semi-arid northern Negev, Israel. *Geomorphology*, Vol. 85, pp. 85–97.

AL-ZITAWI F. 2006. Using RUSLE in Prediction of Soil Loss for Selected Sites in North and North West of Jordan. MSc Thesis, Jordan University of Science and Technology, Irbid.

A.N.R.H., 1993. Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord au 1/500 000 (2 feuilles, une notice de 49 p), Ministère de l'Équipement, Alger, Ed. I.N.C.

ANTOINE P., COJEAN R., DURVILLE J. L., POTHERAT P., LANDRY J., LEROI E., MARIE R., VILLAIN J., ET TOULEMONT M. 2000. Guide technique pour la caractérisation et cartographie de l'aléa dû aux mouvements de terrain, Paris, Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, 90 p.

ASSELMAN N.E.M., 2000. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the river Rhine, *Hydrol. Process*, no. 13, 1437–1450

AUCLAIR D., BIEHLER J. 1967. Etudes géologiques des Hautes Plaines Oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Public Service Géologique d'Algérie. Ann. Série n° 34*, pp. 3 - 45., 8 fig.

AUZET A V. 1987. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture. *Aspects agronomiques*, Min/Env, Agr., CEREG-URA 95 CNRS, 60p.

**B**

BATTALA R.J., VERICAD. D. 2009. Hydrological and sediment transport dynamics of flushing flows : implications for management in large Mediterranean rivers. *River Research and Applications*, 25 : 297-314.

## BIBLIOGRAPHIE

---

BECKER B.C., MULHERN J. J. 1975. Sédiment yield and source prediction for urbanizing areas. Agr. Res. Service, U.S. Dept. Agric. (ARS-S140).

BELLOUM A. 1993. Hydrologie agricole en Algérie – une double problématique. Hydrological Sciences Journal- Journal des Sciences Hydrologiques, 38/6 :479-495.

BENEST M. 1985. Evolution de la plate-forme de l'Ouest Algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. Thèse, Doctorat, Lab., Géol. Univ, Lyon. Fasc. 1., 367 p., 107 fig.

BENEST M., BENSALAH M., BOUABDELLAH H., OURDAS T. 1999. La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine Tlemcenien (Avant pays Tellien d'Algérie occidentale): Stratigraphie, paleoenvironnement, dynamique sédimentaire et tectogenese alpine. Bulletin du service géologique de l'Algérie, vol.10, no2.

BENKADJA R. 2008. Analyse des apports solides en suspension à l'échelle d'un bassin en zone semi-aride : cas du bassin versant du K'sob (M'sila—Algérie). Third International conference on the geology of the Tethys; 8–11 January, south Valley University, Aswan, Egypt.

BENKADJA R., A. BENKADJA et M. BENHADOUGA. 2013. Quantification des matières en suspension et valorisation des sédiments de dragage a l'echelle d'un bassin semi-aride: Cas du barrage du K'sob (Algerie). Bull Eng Geol Environ.,72, 523–531.

BENKHALED A., REMINI B. 2003. Analyse de la relation de puissance : débit solide-débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'Oued Wahrane (Algérie). Rev. Sci. Eau.,16, 333-356.

BENMOUSSA M., ELYAMANI M. & SAIDI A. 1993. Application de l'équation universelle de perte en sol au bassin versant de l'oued Tasrafet. GéoObserver, Rabat, 3, 59-70.

BENSAOULA F. 1992. Carte hydrogéologique d'Ouled-Mimoun et notice explicative au 1/50000, thèse de Magister, Université d'Es-Sénia, Oran.

BENSAOULA F., BENSALAH M, ADJIM M., LACHACHI A. 2003. L'apport des forages récents à la connaissance des aquifères karstiques des monts de Tlemcen, séminaire national sur l'eau, Saida, Octobre 2003.

BENSAOULA F., BENSALAH M, ADJIM M. 2005. Les forages recents dans les aquiferes karstiques des monts de Tlemcen, Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 04, Juin 2005, pp.7-15.

BENSTAALI I., BENAYADA L. 2017. Bilan et variabilité temporelle des matières en suspension dans le bassin de la Macta : cas du sous bassin versant de Bou-Hanifia (Algérie du nord). Revue des sciences de l'eau. Volume 30, numéro 3, 2017, P 171- 258.

BICKNELL B.R., IMHOFF J.C., KITTLE J.L., DONIGIAN A.S. ET JOHANSON R.C. (1997). Hydrological Simulation Program-FORTRAN; User's Manual for Release-11. USEPA Environmental Research Laboratory, Athens.





## BIBLIOGRAPHIE

---

- BILLI P., 2008. Flash floods, sediment transport and bedforms in the ephemeral streams of Kobo basin, northern Ethiopia. *Catena*, Vol. 75, No. 1, pp. 5-17.
- BILLI P., 2011. Flash flood sediment transport in a steep sand-bed ephemeral stream. *International Journal of Sediment Research* 26 (2011) 193-209.
- BOGARDI J.L. 1974. Sediment transport in streams. *International courses in Hydrology*. Budapest, Academic Kiado Press, 812p.
- BOIFFIN J., 1986. Stages and time-dependency of soil crusting in situ, 91-98. In F. Callebaut, D. Gabriels, M. de Boodt. *Assessment of oil surface sealing and crusting*. Flanders Research Center for Soil Erosion and Soil conservation, Ghent, 374 p.
- BOLI B. Z. 1996. *Fonctionnement des sols sableux et optimisation des pratiques culturales en zone soudanaise humide du Nord-Cameroun (expérimentation au champ en parcelles d'érosion à Mbissiri)*, univers. de Bourgogne, th. doct. sciences de la terre, 344 p.
- BOLLINE A. 1982. *Etude et prévision de l'érosion des sols limoneux cultivés en moyenne Belgique*. Thèse de Doctorat, Univ. Liège, Belgique, 356 p.
- BOUANANI A. 2004. *Hydrologie, Transport solide et modélisation, Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW- Algérie)*. Thèse de Doctorat d'Etat. Univ, Tlemcen, Algérie, 250p.
- BOUANANI A., K. BABA HAMED et W. FANDI .2013. Production et transport des sédiments en suspension dans l'Oued Sikkak (Tafna-Nord-Ouest Algérie). *Rev. Sci. Eau.*, 26, 119-132.
- BOUDJEMLINE D., 1987. *Susceptibilité au ruissellement et aux transports solides de sols à texture contrastée*. Thèse 3ème Cycle, Université d'Orléans, 264 p.
- BOUDJEMLINE D., BENMARA L. *Comportement hydrodynamique des horizons pédologiques superficiels. Étude expérimentale sous pluies simulées et sous plan d'eau*. In : *Efficacité de la GCES en milieux semi-arides*, Édité. AUF-IRD-ENFI, Paris : 343-347 ; 2008.
- BOUGUERRA M. L.2003. *Les batailles de l'eau : pour un bien commun de l'humanité*. Éditions Écosociété, Collection Enjeux planète, 239 p.
- BOUGUERRA S., BOUANANI A. & BABA-HAMED K. (2016). *Transport solide dans un cours d'eau en climat semi-aride : cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud (nord-ouest de l'Algérie)*. *Revue des sciences de l'eau*, 29(3), 179–195.
- BOUGUERRA H., BOUANANI A., KHANCHOUL K., DERDOUS O., TACHI S.E. 2017. *Mapping erosion prone areas in the Bouhamdane watershed (Algeria) using the Revised Universal Soil Loss Equation through GIS*. *Journal of Water and Land Development*. No. 32 p. 13–23.
- BOUGHALEM M. 2007. *Impact des modes de gestion des terres sur la conservation de l'eau et des sols sur les versants marneux de l'Isser-Tlemcen-Algérie*, Mémoire de magister, université de Tlemcen, 109P.



## BIBLIOGRAPHIE

---

BOUGHALEM M., MAZOUR., ZAAGANE M. 2012. Utilisation des SIG pour l'aménagement du bassin versant de l'Isser (Nord-Ouest de l'Algérie), Lutte antiérosive, réhabilitation des sols tropicaux et protection contre les pluies exceptionnelles, IRD EDITIONS Marseille, 2012.79-90.

BOUGHALEM, M., MAZOUR, M., GRECU, F., ABDELLAOUI, A., HAMIMED, A. 2013. Evaluation par analyse multicritères de la vulnérabilité des sols à l'érosion : cas du Bassin versant de l'Isser-Tlemcen – Algérie », *Annale Universităţii Bucureşti, Geografie*, LXII, 5-26.

BOUROUBA M.1997. Les variations de la turbidité et leurs relations avec le débit et les précipitations dans les bassins-versants des Oueds Reboa et Boudouaou (Algérie orientale), revue *MEDIT*, 3, Bologne (Italie) : 52- 58.

BOUROUBA M. 1997. Les variations de la turbidité et leurs relations avec les précipitations et les débits des oueds semi arides de l'Algérie orientale. *Bulletin de l'ORSTOM*, 17:345-360.

BRASINGTON J., RICHARDS K. 2000. Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills. *Hydrological Processes* 14, pp. 1448–1463.

BRETON E., 2004, Fréquentation de loisirs et gestion des aires littorales protégées de la France de l'Ouest *Bulletin de l'association des Géographes Français*, 3 - 275-287.

BUREAU OF RECLAMATION. 1974. Design of small dams.

## C

CALLEDE. J., 1974. Bassin versant représentatif de Sakri (R.C.A). *Rapp. ORSTOM*, 120 pp.

CAMBELL F.B., H.BAUDER. 1940. A rating curve method for determining silt discharge of stream. *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, 21, 603-607.

CAPOT-REY R., 1946. Études récentes sur le climat de l'Afrique du nord et du Sahara. *Annales de Géographie*, 55/297 : 39-48.

CHAUMONT M., PAQUIN C. 1971. Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord, échelle 1/500.000 (4 feuilles et notice), Société de l'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, Alger, 24 p.

CHETTA R., NEKKI M. 2017. Etude statistique de la dynamique des flux des sédiments en suspension dans le bassin de l'oued Cheliff-Ghrib Mémoire de master, STU ; univ Khemis Melliana 147 P.

CEMAGREF., 1987. « Bassins expérimentaux de Draix : compte-rendu n° 1 en érosion et hydraulique torrentielle » ; Grenoble, Aix-en-Provence.

COHN T.A., DE LONG L.L., GILROY E.J., HIRSCH R.M., WELL D.K., 1989. Estimating constituent loads. *Water Resources Research* 25, 937e942.

COHN T.A, 1995. Recent advances in statistical methods for the estimation of sediment and nutrient transport in rivers. *Reviews of Geophysics* 33 (1), 11171123.

## BIBLIOGRAPHIE

---

COHEN H. and LARONNE. J.B., 2005. High rates of sediment transport by flash floods in the Southern Judean Desert, Israel. *Hydrological Processes*, Vol. 19, pp. 1687-1702.

COLLIGNON B. 1986. Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des monts de Tlemcen, thèse de Doctorat nouveau régime université d'Avignon.

CRAWFORD C.G. 1991. Estimation of suspended sediment rating curves and mean suspended sediment load. *J. Hydrol.*, 129, 331-348.

### D

DAHMANI A. 2011 Contribution à l'étude de l'érosion et du ruissellement des sols rouges dans les monts de Tlemcen : Utilisation de simulation de pluies, mémoire de Magister. Université de Tlemcen ; 121 p.

DAHMANI A., BOUTKHIL M., MOHAMMED, H., 2015. L'érosion et le ruissellement des sols rouges dans les monts de Zariffet-Algérie : utilisation de simulation de pluies. *Cinq Continents* 5 (12): 138-156

DE BOER D.H., CAMPBELL I.A., 1989. Spatial scale dependence of sediment dynamics in a semi-arid badland drainage basin. *Catena* 16, 277-290.

DEMMAK A. 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. Thèse de doctorat. Univ, Paris, France, 323 p.

DE PLOEY J. 1990. « La conservation des sols ». *La Recherche*, n°227, suppl. Agronomie, pp, 38-41.

DE PLOEY J., IMESON A., OLDEMAN L.R. 1991. Soil erosion ,soil degradation and climatic change. In : Brouwer F-M., Thomas A-J. ,Chadwick M-J.,editors. *Land use change in Europe*,Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 275-292.

DOTEN C.O., BOWLING L.C., MAURER E.P., LANINI J.S. ET LETTENMAIER D.P. 2006. A spatially distributed model for the dynamic prediction of sediment erosion and transport in mountainous forested watersheds. *Water Resource Research* 42(4).

DUBREUIL PIERRE. 1966. Les caractéristiques physiques et morphologiques des bassins versants : leur détermination avec une précision acceptable. Paris : ORSTOM, 26 p. multigr.

DUCHAUFOR P. 1970. Précis de pédologie. Paris: Masson, 481 p.

DOWNING J. 2005. *Environmental Instrumentation and Analysis Handbook*. Chapitre 24 : Turbidity monitoring, pp. 511-546. John Wiley and Sons.

DOWNING J. 2006. Twenty-five years with OBS sensors : The good, the bad, and the ugly. *Continental Shelf Research* 26(17-18), pp. 2299-2318.

### E

EADS R. ET LEWIS J. 2002. Continuous turbidity monitoring in streams of Northwestern California. In Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop, Reno.

ELAHCENE O., REMINI B. 2009. Corrélation entre la concentration en matière en suspension et le débit liquide dans le bassin versant de l'Oued Bellah (Algérie). European Journal of Scientific Research. European Journal of Scientific research. ISSN 1450 – 216X. Vol 26. N°.1.pp. 139-146.

EL AMINE CHERIF. MOHAMED ERRIH., HAYET MADANI CHERIF. 2009. Modélisation statistique du transport solide du bassin versant de l'Oued Mekerra (Algérie) en zone semi-aride méditerranéenne , Hydrological Sciences Journal, 54:2, 338-348.

EL HAFID D., AKDIM B. 2018. Quantification De L'érosion Hydrique En Utilisant Le Modèle Rusle Et Déposition Intégrée Dans Un Sig. Cas Du Bassin Versant De L'oued Isly (Maroc Oriental). European Scientific Journal. Vol.14, No.5 ISSN: 1857 – 7881.

ELAHCENE O., REMINI B. 2009. Corrélation entre la concentration en matières en suspension et le débit liquide dans le bassin versant d'Oued Bellah (Algérie). EJSR, 2009, 26/1 : 139-146.

EL GAROUANI A., CHEN H., LEWIS L., TRIBAK A., ABAHROUR M. 2008. Cartographie de l'utilisation du sol et de l'érosion nette à partir d'images satellitaires et du SIG Idrisi au nord-est du Maroc [Mapping of the use of the soil and the net erosion from satellite images and GIS Idrisi in the northeast of the Morocco]. Télédétection. Vol. 8 p. 193–201.

ELLISON W.D. 1945. Some effects of raindrops and surface flow on soil erosion and infiltration. Trans. Am. Geophys. Un., vol. 26, 415 p.

EL MAHI A., MEDDI M., BRAVARD, J. P. 2012. Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam (Algérie du Nord). Hydrological Sciences Journal, 57 (8), 1642–1661.

EVENARI M., SHANAN L., TADMOR N.H. 1982. The Negev: The Challenge of a Desert (second edn). Havard University Press, Cambridge, Massachusetis, USA.

ELWELL, H.A., STOCKING, M.A. 1984. Estimating soil life-span for conservation planning. Trop. Agric. (Trinidad) 61, (in press).

ESSIEN O. E. et OKON E. G. 2011. Rainfall characteristics, runoff rate and traffic flow on gully morphometric parameter growth and soil loss in sand-mined periurban, Uyo, Nigeria. Journal of Geology and Mining Research Vol. 3(7), pp. 180-187.

ETCHANCHU D., PROBST J.L., 1986. Érosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Acad. Sci. Paris, 302, série II, n° 17, 1063-1067.

## **F**

FANG N.F., SHI Z.H., Li. L., JIANG C. 2011. Rainfall, runoff, and suspended sediment

## BIBLIOGRAPHIE

---

delivery relationships in a small agricultural watershed of the Three Gorges<sup>[1]</sup> area, China. *Geomorphology* 135 (1-2), 158-166.

F. FARTAS., N. MAROUF., B. REMINI. 2017. Quantification du transport solide en suspension dans l'oued labiod-conséquence sur l'envasement du barrage de Foug el Gherza (Algérie). *J. Wat. Env. Sci.* Vol. 1, (Numéro spécial ICWR 2) (2017), 198-218.

FAO. 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). *Bulletin pédologique de la FAO*, n° 70.

FAO. 1996. Choyer la terre , Aménagement des sols pour une agriculture durable et la protection de l'environnement sous les tropiques, 33p.

FARHAN Y., ZREQAT D., FARHAN I. 2013. Spatial estimation of soil erosion risk using RUSLE approach, RS, and GIS techniques : a case study of Kufranja watershed, northern Jordan. *J Water Res Prot* 5:1247-1261

FERGUSON R.I. 1987. Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surface Processes and Landforms* 12, 95-104.

FISTIKOGLU O., HARMANCIOGLU N.B. 2002. Integration of GIS with USLE in assessment of soil erosion. *Water Resources Management*, 16, 447-467.

FLAGEOLLET J.C. 1989, *Les Mouvements de terrain et leur prévention*. Collection Géographie, Masson Éditions, Paris, 224 p.

FOURNIER F. et S. HENIN. 1960. Étude de la forme de la relation existant entre l'écoulement mensuel et le débit solide mensuel. Bari : Association internationale des sciences hydrologiques (AIHS), 1962, 353-358.

FOURNIER C.F. 1960. *Climat et érosion*. Paris, PUF, 201 p.

## **G**

GAC J.Y. 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération de l'érosion et de la sédimentation. *Trav. Doc. ORSTOM*, 123: 251pp.

GAFREJ R. 1993. Modélisation conceptuelle du transfert des matières en suspension : effets d'échelles spatio-temporelles. Thèse de doctorat, Université de Paris 6.

GALLIEN E., LE BISSONNAIS Y., EIMBERCK M., BENKHADRA H., LIGNEAU L., OUVRY J.F., MARTIN., P. 1995. Influence des couverts végétaux de jachère sur le ruissellement et l'érosion diffuse en sol cultivé, *Cahiers Agriculture*, n° 4, 171-183.

GASCUEL-ODOUX C., HEDDADJ D. 2000. Maitrise des transferts de surface dans le contexte armoricain, *Bretagne Eau pure*, 108p.

GAUTHERON A. 1994. Incertitudes sur les mesures des matières en suspension en Basse Durance. Rapport interne, EDF DTG.

- GEYIK MP. 1986. FAO Watershed management field manual: gully control. FAO Conserv. Guide 13/2, Rome.
- GHENIM A., A.TERFOUS., A. SEDDINI. 2007. Étude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin versant de l'Oued Sebdu (Nord ouest algérien). *Sécheresse*, 18, 39-44.
- GHENIM A. 2008. Etude des écoulements et des transports solides dans les régions semiarides méditerranéennes. Thèse Doctorat, Université Aboubekr Belkaid, Tlemcen.
- GHENIM A., A. MEGNOUNIF (2012). Ampleur de la sécheresse dans le bassin d'alimentation du barrage Meffrouche (Nord-Ouest de l'Algérie) ; *Physio-géo*, 35-49.
- GHERNAOUT R., REMINI B. (2017). Analyse du Transport Solide en Suspension dans le Bassin Versant de l'Oued Mina (NO Algérie). *Revue La Houille Blanche*. 3, 56-72.
- GIPPEL C.J.1995. Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological Processes* 9, pp. 83–97.
- GORDOVA J.R., GONZALEZ M. 1997. Sediment yield estimation in small watersheds based on streamflow and suspended sediment discharge measurements. *Soil Technology* 11, 57-65.
- GUY. H.P. 1964. An analysis of same storm-period variables affecting stream sediment transport. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 462E: 46P.
- GRAF H., ALTINAKAR M.S., 2000. *Hydraulique fluviale, Ecoulement et phénomènes de transport dans les canaux à géométrie simple*, Presses polytechniques et universitaires Romandes, Vol 16, 628p
- GRAY D. H., A. T. LEISER. 1982. *Biotechnical Slope Protection and Erosion Control*. Van Nostrand Reinhold Company. New York.
- GOVERS G. 1987 - Spatial and temporal variability in rill development processes at the Huldenberg experimental site. *Catena Suppl.* 8, 17-34.
- GOVERS G., EVERAERT W., POESEN J., RAUWS G., DE PLOEY J., LAUTRIDOU J.P., 1990. A long-flume study of the dynamic factors affecting the resistance of a loamy soil to concentrated flow erosion. *Earth Surf. Process. Landforms*, 15: 313-328.
- GUMBEL E. J.1958. *Statistics of Extremes*, Columbia Press, New York, 375 p.
- GUY H. P. 1965. Residential construction and sedimentation at Kensington, Md. U. S. Dept. Agric. (Misc. Publ. 970).
- GUY H. P. 1977. Sediement information for an envoromental impact statement regarding a surface coal mine, western United States. Proc. Paris symposium, July 1977. IAHS-AISH (Pub. N° 122).

## BIBLIOGRAPHIE

---

HAYANNE S.M.1983. Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'oued Sikkak (Région de Tlemcen). Thèse Doc. 3<sup>ème</sup> cycle. Univ. Oran. 236 p.

HASHOLT B. M., MAREK MADEYSKI. 1998. Suspended Sediment Yield from the Ansager river basin, Denmark. *Danish Journal of Geography*, pp 38-45.

HEDDADJ D. La lutte contre l'érosion en Algérie. Bull. réseau-érosion n° 17, Edit. IRD, Montpellier, 168-175, 1997.

HEIDEL S.G. 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Trans. Am. Geophys. Union* 37, 56 66.

HEUSCH B. 1970. Estimation et contrôle de l'érosion hydrique. Soc. Sc. Nat. Phys. Maroc, special : 41-54.

HEUSCH B.1988 : Aménagement d'un terroir, techniques de lutte contre le ravinement CNEARC. Montpellier.199p.

HORTON R. E. 1932. Drainage basins characteristics. *Trans. Am. Geophys. Union* 13, 350-361.

HJULSTROM F. 1935. Studies on the morphological activity of rivers as illustrated by the river Fyries. *Bull. Geo. Inst. Univ. Uppsala* 25: 293-305 et 442-452.

HUDSON N.W. 1973 - Soil Conservation. London : Bastford, 320 p.

HUDSON P.F. 2003. Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco basin, Mexico. *Catena* 52, 57 76.

### I

INBAR M., 1992. Rates of fluvial erosion in basins with a Mediterranean type climate. *Catena*, 19 : 393-409.

### J

JANSSON M.B, 1997. Comparison of sediment rating curves developed on load and on concentration. *Nordic Hydrology* 28 (3), 189-200.

### K

KANE B., JULIEN P.Y. 2007. Specific degradation of watersheds. *International Journal of Sediment Research*, Vol 22, N°2, 2007, pp. 114-119.

KANWAR J. 1982. "Managing soil resources to meet the challenge to mankind". In: Presidential address of 12<sup>th</sup> Int. Congress of Soil Science. New Delhi, India. Plenary session paper: 1-32.

KATTAN Z., PROBST J.L. 1987. Suspended sediment and mechanical erosion in the Senegal-estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *Journal of Hydrology*, Elsevier Science Publishers B.V92. pp. 59-76.



KATTAN Z., J.L. PROBST. 1987. Transport en solution et en suspension par la Moselle en période de crues. Dans : Actes Journées d'Hydrologie « Crues et Inondations », Strasbourg, France, pp. 16-18.

KATTAN Z, GAC. J. Y., PROBST. J. L, 1987. Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin, estimation of the surface runoff concentration and relative contribution of channel and slope erosion. J. Hydrol. 89, 59-76.

KENDALL M.G. 1938. A NEW MEASURE OF RANK CORRELATION, Biometrika, Volume 30, Issue 1-2, 1 June 1938, Pages 81–93.

KENDALL M.G. 1938. Rank Correlation Methods, Charles Griffin, London.

KHALDI A. 2005. Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien « Monts de Tlemcen – Saida. Thèse de Doctorat d'État, Université d'Oran, Algérie. 229 p.

KHANCHOUL K., Z. BOUKHRISSE, A. ACIDI et ALTSCHUL R. 2012. Estimation of suspended sediment transport in the Kebir drainage basin, Algeria. Quaternary International, 262, 25-31.

KOHNKE N., BERTRAND A.R., 1959. Soil Conservation. McGraw-Hill, New York. 298P.

KHOUALDIA W., DJEBBAR Y., HAMMAR Y. 2014. Caractérisation de la variabilité climatique : cas du bassin versant de La Medjerda (Nord-Est algérien). Revue Sciences Technologies, Synthèse 29, pp. 6-23.

KLEIN M. 1984. Anti-clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms: Holbeck catchment, Yorkshire, England. Catena 11, 251-257.

KUPRIANOV V.V. 1977. Hydrologicheskie aspekty urbanizatsii (Hydrological aspects of urbanisation), Leningrad, Gidrometeoizdat, p.184.

## L

LANGBEIN W.B.; SCHUMM, S.A. 1958. Yields of sediment in relation to mean annual precipitation. Trans.Am.Geophys.Un., pp 01.39.

LAFLEN J. M., LANE L. J., AND FOSTER G. R. 1991. A new generation of erosion prediction technology. J. Soil Water Conserv. 46: 34-38.

LAWANI 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 ". Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II. 319 p.

LEE Y.H. ET SINGH V.P. 2005. Tank model for sediment yield. Water Resources Management 19(4), pp. 349–362.



LEONE F. 1996. Concept de vulnérabilité appliqué à l'évaluation des risques naturels dans les îles du Sud-Ouest Pacifique (Nouvelle-Calédonie et Îles Salomon). Thèse de doctorat, Université Joseph-Fournier, Grenoble, 294 p.

LENZI M.A., ET MARCHI L. 2000. Suspended sediment load during floods in a small stream of the Dolomites (northeastern Italy). *Catena* 39(4), pp. 267–282.

LEWIS A.J., RASMUSSEN T.C. 1999. Determination of suspended sediment concentrations and particle size distributions using pressure measurements. *Journal of Environmental Quality* 28(5), pp. 1490–1496.

LUDWIG W. ET PROBST J.L. 1998. River sediment discharge to the oceans : present days controls and global budgets. *American Journal of Science* 298, pp. 265–295.

### M

MAAMAR-KOUADRI K., KOURI L., CHEBOUTI Y. 2016. Utilisation de l'Indice d'Arnoldus pour cartographier les risques d'érosivité des pluies dans le Tell oranais (Algérie) *Geo-Eco-Trop.*, 2016, 40, 4: 287-296.

MEGHRAOUI M., HABI M., MORSLI B., REGAGBA M., SELADJI A. 2017. Mapping of soil erodibility and assessment of soil losses using the RUSLE model in the Sebaa Chioukh Mountains (northwest of Algeria). *Journal of Water and Land Development*. No. 34 p. 205–213. DOI: 10.1515/jwld-2017-0055.

MCHENRY J.R., COLEMAN N.L. ET WILLIS J.C. (1970). Effect of concentration gradients on performance of a nuclear sediment concentration gauge. *Water Resource Research* 6, pp. 538– 548.

MAKKAVEEV, N.I., 1970. Scientific methods to prevent erosion. *Eroziya Pochv Ruslovye Processy*, 1. Moscow University Publ. House, Moscow, pp. 52–60.

MAILLET, E., 1906. Le vidage des systèmes de réservoirs. *Ann, Ponts Chaussées, Mém. Doc.*, 21(8).

MANN H.B. 1945. Non-parametric test against trend. *Econometrica*, 13(3), pp. 245-259.

MANO V. 2008. Processus fondamentaux conditionnant les apports de sédiments fins dans les retenues- optimisation des méthodes de mesure et modélisation statistique-. Thèses Doc. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 342 p.

MARKHI, A., LAFTOUHI, N-E. SOULAIMANI, A ET FNIGUIRE, F. 2015. Quantification et évaluation de l'érosion hydrique en utilisant le modèle RUSLE et déposition intégrés dans un SIG. Application dans le bassin versant n'fis dans le haut atlas de Marrakech (Maroc). *Revue European Scientific Journal*. Octobre 2015 vol.11, N°.29, pp 340-356.

MAZOUR M. 1992. Les facteurs de risque de l'érosion en nappe dans le bassin versant d'Isser : Tlemcen, Algérie. *Bull. Réseau Erosion*, 12 : 300-313.

## BIBLIOGRAPHIE

---

MAZOUR M., ROOSE E. 2002. Influence de la couverture végétale sur le ruissellement et l'érosion des sols sur parcelles d'érosion dans des bassins versants du Nord – Ouest de l'Algérie. Bulletin Réseau Erosion, IRD, Montpellier (France), 21: 320-330.

MAZOUR M. 2004. Etude des facteurs de risque du ruissellement et de l'érosion en nappe et conservation de l'eau et du sol dans le bassin versant de l'Isser- Tlemcen, Thèse de doctorat d'état, Université de Tlemcen, 184p.

MEDDI M. 1992. Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin-versant de l'Oued Mina (Algérie). Thèse de Doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France, 285 p.

MEDDI M., KHALDI A., MEDDI, H. 1998. Etude du transport solide dans le nord de l'Algérie. IAHS Publication, 393-397.

MEDDI M. 2015. Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n°24, Décembre 2015, pp. 315-336.

MEDDI, M., TOUMI, S. & ASSANI, A. 2016. A Spatial and temporal variability of the rainfall erosivity factor in Northern Algeria. *Arab. J. Geosci.* **9**, 282.

MEGNOUNIF. A, 2007. Étude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface. Thèse de Doctorat. Univ, Tlemcen, Algérie, 164 p.

MEGNOUNIF. A et A.N. GHENIM, 2013. Influence des variations hydropluviométriques sur la production des sédiments : Cas du bassin de la haute Tafna, Revue des sciences de l'eau, vol, 26, N°1, pp 53-62.

MEGNOUNIF A., A. TERFOUS et S. OUILLON (2013). A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdou, NW Algeria (1973–2004). *Journal of Hydrology*, 497, 24–36.

MEGNOUNIF A .2007. Étude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface. Th. Doct. Univ. Tlemcen, 164 p.

MELALIH A .2012. Analyse des techniques de conservation de l'eau et du sol dans la zone aride cas bassin versant d'AIN SEFRA. Mémoire de mastère, Université Abou-bekr Belkaid de Tlemcen Faculté des Sciences de la Nature et de la vie Et des Sciences de la Terre et de l'Univers, Algérie. 10p.

MERIAUX S.1961. Action du chaulage sur les composantes de la structure et sur l'état de saturation du sol .Compte rendu à l'Académie d'Agriculture, 322-325.

MINISTÈRE DE L'AMÉNAGEMENT DU TERRITOIRE ET DE L'ENVIRONNEMENT (MATE). Rapport sur l'état et l'avenir de l'environnement en Algérie, 2000.

MORSLI B. 1996 Caractérisation, distribution et susceptibilité à l'érosion des sols de montagne - Cas des monts de Beni-Chougrane. Thèse de Magister INA El Harrach Alger, 170p.

## BIBLIOGRAPHIE

---

MORSLI B., MAZOUR M., MEDEJEL N., HAMOUDI A., ROOSE E. 2004. Influence de l'utilisation des terres sur les risques de ruissellement et d'érosion sur les versants semi-arides du nord-ouest de l'Algérie. *Sécheresse*, 15 (1) : 96-104.

MORSLI B., HABI M., MAZOUR M., HAMOUDI A., HALITIM A. Erosion et ruissellement en montagnes méditerranéennes d'Algérie du NO: analyse des facteurs conditionnels sous pluies naturelles et artificielles. *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires*, 1: 33-40, 2012.

MOURET CL. 1979. Contribution à l'étude hydrogéologique d'un bassin versant en milieu volcanique tropical Rivière Capot (Martinique). Thèses Doc. BRGM- Orleans , 399 p.

MUSY A., SOUTTER M. (1991). *Physique des sols - 6. Collection gérer l'environnement* Presses polytechniques et universitaires romandes. Lausanne, suisse. 331p.

### Q

OKOTH, P.F. 2003. A hierarchical method for soil erosion assessment and spatial risk modelling, Thesis Wageningen University 232 pages.

MOORE R.J. (1984). A dynamic model of basin sediment yield. *Water Resources Research* 20(1), pp. 89–103.

OMM (Organisation Météorologique Mondiale) (1996) *Guide des pratiques hydrologiques: acquisition et traitement des données, analyses, prévision et autres applications*. Publication OMM no. 168.

OZDEN S., OZDEN D. M. 1998. Turkey erosion estimation model turtem. *International symposium on arid region soils, Izmir, Turkey* 21-24.

### P

PIEST R.F., BRANDFORD J.M., SPOMER R.G. 1957. Mechanisms of erosion and sediment movement from gullies. In: *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*. U.S. Dep. Agric. Res. Serv. Publ., ARS-S-40: 162-176.

PHILLIPS J.M., WALLING D.E. 1995. Measurement in situ of the effective particle size characteristics of fluvial suspended sediment by means of a field portable laser backscatter probe : some preliminary results. *Maritime Freshwater Resources* 46, pp. 349–357

POESEN J. 1983. An improved splash transport model. *Zeitschrift für geomorphologie*, 29(2) :373-382.

POESEN, J.W.A. 1989. Conditions for gully formation in the Belgian loam belt and some ways to control them. *Soil Technol. Ser.*, 1: 39-52.

POESEN J. GOVERS G. 1990. Gully erosion in the loam belt of Belgium. *Typology and control measures*. *Soil erosion on agricultural land*, 513-530.

POESEN J., VANDEKERCKHOVE L., NACHTERGAELE J., OOSTWOUD WIJDENES D., VERSTRAETEN G., VAN WESEMAEL, B. 2002. Gully erosion in dryland environments. In: Bull, L.J., Kirkby, M.J. (Eds.), *Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels*. Wiley, Chichester, UK, pp. 229–262.

PROBST J.L. 1983. Hydrologie du bassin de la Garonne - Modèles de mélanges - Bilan de l'érosion - Exportation des phosphates et des nitrates. Thesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 148 pp.

PROBST J.L., A. BAZERBACHI. 1986. Transport en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Geol. Bull*, 39, 79-98.

PROBST. J. L., SIGNA. N. 1989. Estimation de l'écoulement superficiel et de sa charge en suspension sur quelques grands bassins fluviaux du monde. *C. R. Acad. Sci. Paris 309, Série II*, 357-363.

PROBST J.L., AMIOTTE-SUCHET P. 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydrol. Sci. J.* 37, 621 637.

## **R**

RAPP R.R., BERRY L., TEMPLE P. (ed). 1973. *Studies on soil erosion and sedimentation in Tanzania*. *Geogr. Ann.* 51 A, Stockholm

RAY H. H. et YUSUF M. B. 2011. The Incidence of Soil Erosion in Zing Local Government Area of Taraba State, Nigeria. *Ethiopian Journal of Environmental Studies and Management* Vol. 4 No.2.

ROVIA A., BATTALA R.J. 2006. Temporal distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin : th lower Tordera (NE Spain). *Geomorphology*, 79, 1-2 : 58-71.

RENARD B. 2006. Détection et prise en compte d'éventuels impacts du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques en France. Thèse INP Grenoble, Cemagref Lyon 362p.

ROCHE M. 1963. *Hydrologie de surface*. Gauthier-Villars et ORSTOM, Paris, France.

ROUET I. 2009. Caractérisation et éléments de quantification d'aléas naturels liés à l'évolution des versants dans les massifs ultrabasiques de Nouvelle-Calédonie. Thèse de doctorat, Université de la Nouvelle-Calédonie, Nouméa, 218 p.

RIEGER. W.A., OLIVE L.J. 1984. The behavior of suspended sediment concentration during strom events. In: *Drainage Basin Erosion and Sedimentation. Proc. Conf. Erosion, transportation and sedimentation in Australian Drainage Basins*, Univ New castle, N.S.W., pp. 121-126.

ROOSE E. 1984. Causes et facteurs de l'érosion hydrique sous climat tropical conséquences sur les méthodes antiérosives. *L'érosion en zone tropicale, Machinisme Agricole Tropical* 87, Fonds documentaire : ORSTOM : 4-18.

ROOSE E, ARABIM, BRAHAMIA K, CHEBBANI R, MAZOUR M, MORSLI B. 1993. Érosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne algérienne. Cah. ORSTOM Pédol 28/2:289–308

ROOSE E. 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES) Ed. ORSTOM-FAO, 331p.

ROOSE E. 1996. Méthodes de mesure des états de surface du sol, de la rugosité et des autres caractéristiques qui peuvent aider au diagnostic de terrain des risques de ruissellement et d'érosion, en particulier sur les versants cultivés des montagnes. Bull Réseau Erosion 16: 87-97.

ROOSE E, ALBERGEL J, DE NONI G, LAOUINA A, SABIR M. 2008. Efficacité de la gestion de l'eau et de la fertilité des sols en milieux semi-arides. Agence universitaire de la francophonie (AUF), éditions des archives contemporaines (EAC) et IRD éditeurs, Paris: 278-279.

ROOSE E., SABIR M, ARABI M, MORSLI B, MAZOUR M. 2012. Soixante années de recherches en coopération sur l'érosion hydrique et la lutte antiérosive au Maghreb. Géographie Physique et Environnement, 6 : 43-59.

## S

SADAR M. 2002. Turbidity instrumentation - An overview of today's available technology. In Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop, Reno.

SABIR M., BOUDHAR B. 1999. Efficacité de la DRS fruitière sur versants marneux du Pré-Rif, Maroc. Bulletin du Réseau Érosion, vol. 19, p. 297-310.

SABIR AHMED S. 2013. Les versets de l'eau dans le Coran. Le Ministère égyptien des ressources hydriques et de l'irrigation, 19 p.

SADIKI A., FALEH A., ZEZERO J.L., MASTASS H. 2009. Quantification de l'érosion en nappes dans le bassin versant de l'oued Sahla Rif central Maroc [Quantification of sheet erosion in the watershed of Sahla river central Rif Morocco]. Cahiers Géographiques. Vol. 6 p. 59–70.

SARI D. L'homme et l'érosion dans l'Ouarsenis (Algérie). Thèse doctorat. Alger. éditions. SNED, 1977.

SHABAN A., KHAWLIE M. 1998. Geoenvironmental assessment of riparian zones under extreme climatic events : a case study of representative rivers in Lebanon. Mediterranean rivers and riparian zones processes and management symposium, Zaragoza, Spain, 21 September -2, October 1998, 25 p.

SCHUMM S. A. 1956. Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. Bull. Geol. Soc. Am. 67, 597-646.

SCHUMM S.A., HADLEY R.P. 1961. Progress in the application of landform analysis in studies of semi-arid erosion. Washington D.C., U.S. Geological Survey. (Circular 437).

SCHUMM S.A. 1963. Channel widening and flood -plain construction along Cimarron River, southwestern Kansas: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 352-E.

SEEGER M., ERREA M.P., BEGUERIA S., ARNAEZ J., MARTI C., GARCIA-RUIZ J.M., 2004. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology* 288 (3 4), 299 311.

SIMONS D.B., SENTURK F. 1977. Sediment transport technology. Port Collins, Col., Water resources Pub.

SOGETHA-SOGREAH. 1969. Etude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie, dossier de synthèse, 164p.

SOUCHERE V., KING, D., DAROUSSIN J., PAPY F., CAPILLON A. 1998. Effects of tillage on runoff directions: ` consequences on runoff contributing area in agricultural catchment. *Journal of Hydrology* 206, 256–267.

STAPLES R. R. 1938. Report on run-off and soil erosion tests at Mpwapwa in semi-arid Tanganyika, Ann. Rep.Dept. Vet.Sci. Anim. Husb.

STRAHLER A. N. 1957. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Tans. Am. Geophys. Union*, Vol. 38, p. 931.920.

STRAHLER A. N. 1964. Quantitative geomorphology. In: *Handbook of Applied Hydrology* (ed. by V. T. Chow), Section 4-II. McGraw-Hill, New York, USA.

## T

TAABNI M. Aménagement, lutte contre l'érosion des terres et pratiques paysannes dans les montagnes telliennes du nord-ouest algérien. *BRE*, 18. : 348 – 363, 1998 .

TADRIST N. 2004. *Le transport solide de l'Oued El Hachem et l'impact des lâchers sur l'hydraulique de l'Oued*. Mémoire de magister : Université Sâad Dahlab de Blida (Algérie).

TERFOUS.A., MEGNOUNIF.A., BOUANANI.A (2001). Étude du transport solide en suspension dans l'oued Mouilah (Nord-Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau*, 14, 175-185.

TERFOUS A., MEGNOUNIF A., BOUANANI A. (2003). Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes algériennes : *Hydrology in the mediterranean and semi-arid regions*. (Proc. Sympo. Montpellier, France, avril, 366-372. IAHS Pub. 278, IAHS Press, Wallingford, UK.

TIXERONT, J. 1960. Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. In *IAHS Publ.*, 53 : 26-42.

## BIBLIOGRAPHIE

---

THORNTHWAITE C. W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 55-94.

TOLLNER E.W., RASMUSSEN T.C., UPCHURCH B. ET SIKES J. 2005. Simulated moving bed form effects on real-time in-stream sediment concentration measurement with densitometry. *Journal of Hydraulic Engineering-ASCE* 131(12), pp. 1141–1144.

TOUAÏBIA BENINA., SYLVIA DAUTREBANDE., DIETER GOMER., ABDELLAH AIDAOUÏ. 1999. Approche quantitative de l'érosion hydrique a différentes échelles spatiales : bassin versant de l'oued mina. *Journal des Sciences Hydrologiques* 44(6) -pp.973-990.

THONON I., ROBERTI J.R., MIDDELKOOP H., VAN DER PERK M. ET BURROUGH P.A. 2005. In situ measurements of sediment settling characteristics in floodplains using a LISST-STs. *Earth Surface Processes and Landforms* 30, pp. 1327–1343.

THORNE P.D., VINCENT C.E., HARDCASTLE P.J., REHMAN S. ET PEARSON N. 1991. Measuring suspended sediment concentrations using acoustic backscatter devices. *Marine Geology* 98, pp. 7–16.

TOUAÏBIA B., GOMER D., AÏDAOUI A.2000. Estimation de l'index d'érosion de Wischmeier dans les microbassins expérimentaux de l'Oued Mina en Algérie du Nord. *Bulletin Réseau Erosion*, 20 : 478-84.

TOUAÏBIA B., AIDAOUÏ A., GOMER D., ACHITE M. 2001. Quantification et variabilité de l'écoulement solide en zone semi-aride, de l'Algérie du Nord. *Rev. Sci. Hydrol.*, 46, 41-53.

TOUAÏBIA B. Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale. *Sécheresse* , 21 (1) : 1-6, 2010.

TOUAZI M. 2001. Evaluation des ressources en eau et acquisition de bases de données à références spatiale et temporelle en Algérie du Nord". Thèse doctorat, Université de Nice-Sophia Antipolis, 300 p.

TOUAZI M., LABORDE J.P. et BHIRY N. 2004. Modelling rainfall-discharge at a mean inter-yearly scale in northern Algeria. *Journal of Hydrology*, vol. 296, n° 1-4, p. 179-191.

TOUMI S., MEDDI M., MAHE G., ET BROU Y.T. 2013. Cartographie de l'érosion dans le bassin versant de l'Oued Mina en Algérie par télédétection et SIG. *Hydrological Sciences Journal* 58 (7), 1542–1558.

TURC L. 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Am, agro*, 12 (1), p. 13-51.

## U

UNESCO. 1986. Problèmes d'érosion, transport solide et sédimentation dans les bassins versants. Projet 5.3 du Programme hydrologique international.

## V



## BIBLIOGRAPHIE

---

VANONI V.A. 1977. Erosion rates from sediments sources. In engineering sedimentation, Manual ASCE, New York, pp 472-480.

VIVIAN H. 1980. Érosion et transports solides dans le bassin du Drac au Sautet. CNRS, Équipe de recherche 30 C/O biologie végétale Grenoble, France, pp. 349-358.

VOGT H., 1991. Quelques problèmes concernant les méthodes de recherche en érosion de sols, Actes du colloque sur l'érosion des sols et l'envasement des barrages, Alger, 1-3 décembre 1991, p. 10-15.

### W

WALLING. D.E, 1977. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. Water Resources Research 13, 531e538.

WALLING D.E., WEBB B.W., 1981, The reliability of suspended sediment load data. Erosion and Sediment Transport Measurement, IAHS Publ., no. 133, 177—194

WALLING. D.E, and WEBB. B.W, 1982. Sediment availability and prediction of stream period sediment yields. I.A.H.S. Publ. 137, Proc. Exeter Symp., PP. 327- 337.

WALLING D.E, 1984. The sediment yields of African rivers. Harare symposium, International Association of hydrological Science publication, N°144, p 265-283.

WARD R. C.1975. Principles of Hydrology. McGraw-Hill, New York, USA.

WATSON C. C., GESSLER D., ABT, S. R., THORNTON C. I., KOZINSKI P. 1996. Demonstration Erosion Control Monitoring Sites, 1995 Evaluation. Annual Report DACW39-92-K-0003, Colorado State University, Fort Collins, CO.

WIGMOSTA M.S., NIJSSEN B., STORCK P. ET LETTENMAIER D.P. 2002. The Distributed Hydrology Soil Vegetation Model, in Mathematical models of small watershed Hydrology and Applications. Water Resource Publication, pp. 7–42.

WILLIAM G. P. 1989. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. J. Hydrol. 111, 89-106.

WISCHMEIER W.H., SMITH, D.D. 1958. Rainfall energy and its relationship to soil loss. Trans. A.G.U., 39, 285-291.

WISCHMEIER W.H., SMITH D.D. 1965. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the rocky mountains: Guide for selection of practices for soil and water conservation. U. S. Department of Agriculture. Agriculture Handbook. No. 282 pp. 58.

WISCHMEIER W.H., SMITH D.D.1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. Agric. Handbook 537. Department of Agriculture, Washington, DC, 58 p.

WISLER C. O., BRATER, E. F. 1959. Hydrology. John Wiley, Chichester, West Sussex, UK.

## BIBLIOGRAPHIE

---

WHITE, W.R., 1986. Problèmes d'érosion, transport solide et sédimentation dans les bassins versants, Projet 5.3 du programme hydrologique international, 155 pages.

WOLMAN M.G. 1967. A cycle of sedimentation and erosion in urban river channels. *Geografiska Annaler* 49A: 385–395.

WREN D.G., BARKDOLL B.D., KUHNLE R.A., DERROW R.W. 2000. Field techniques for suspended sediment measurement. *Journal of Hydraulic Engineering* 126 (2): 97-104.

WOOD P.A., 1977. Sediment transport in the Hope River, Jamaica: a tropical drainage basin characterized by seasonal flow. I.A.H.S. Publ. 122, Proc. Symp. Paris, 149–156

### Y

YLES F., BOUANANI A. 2012. Quantification et modélisation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Saida (Hauts plateaux algériens), *Sécheresse*, 1-8.

YLES F., BOUANANI, A. 2016. Sédiments en suspension et typologie des crues dans le bassin versant de l'oued Saïda (Hauts plateaux algériens). *Revue des sciences de l'eau*, 29(3), 213–229.

### Z

ZEKAI S. 2014. Sediment yield estimation formulations for arid regions. *Arab J Geosci* (2014) 7:1627–1636.

ZINGG A. W. 1940. Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agric. Eng.* 21: 59-64.