

Étude du transport solide par charriage et en suspension dans le bassin versant de l'oued Bellah (Tipaza)

Présentée par :

ELAHCENE Omar

M. REMINI Boualem Professeur Université de Blida Directeur de thèse
16-05-2013

Devant le jury composé par M. AIDAOUI Abdellah Professeur ENSA El Harrach Président M. HARTANI Tarik Professeur ENSA El Harrach Examineur M. MEDDI Mohamed Professeur ENSH Blida Examineur M. TERFOUS Abdelali Maître de conférences INSA de Strasbourg Examineur M. BENKHALED Abdelkader Maître de conférences (A) Université de Biskra Examineur

Table des matières

Dédicace ..	5
Avant propos ..	6
Résumé ..	7
Abstract ..	8
INTRODUCTION GENERALE ..	9
PREMIERE PARTIE : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE ..	12
CHAPITRE- I : EROSION ET TRANSPORT SOLIDE ..	12
INTRODUCTION ..	12
I-1- GENERALITES ..	12
I-2- LE TRANSPORT SOLIDE ..	21
CHAPITRE- II : MESURES ET METHODES D'EVALUATION DU TRANSPORT SOLIDE ..	29
INTRODUCTION ..	29
II-1- MESURE DU TRANSPORT SOLIDE ..	30
II-2- METHODES D'EVALUATION DU TRANSPORT SOLIDE EN ALGERIE ..	33
CHAPITRE- III : CALCUL ET ESTIMATION DU TRANSPORT SOLIDE ..	36
INTRODUCTION ..	36
III-1- CALCUL DU DEBIT SOLIDE EN SUSPENSION ..	37
III-2- CALCUL DU DEBIT SOLIDE DE FOND ..	50
CHAPITRE- IV : CARACTERISATION DE LA RELATION CONCENTRATION EN MES- DEBIT LIQUIDE A L'ECHELLE DE LA CRUE ..	55
INTRODUCTION ..	55
IV-1- METHODOLOGIE ..	56
DEUXIEME PARTIE : ETUDE DE CAS : BASSIN VERSANT DE L'OUED BELLAH ..	61
CHAPITRE- V : CARACTERISTIQUES DU BASSIN VERSANT ..	61
INTRODUCTION ..	61
V-1- SITUATION GEOGRAPHIQUE ..	61
V-2- LE RELIEF ..	61
V-3- LES PENTES ..	62
V-4- LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE ..	63
V-5- L'OCCUPATION DU SOL ..	65
V-6- SENSIBILITE A L'EROSION ..	66
V-7- LA DYNAMIQUE DU BASSIN VERSANT ..	68
V-8- LA MORPHOMETRIE DU BASSIN VERSANT AU DROIT DE LA STATION DE PONT RN 11 ..	69
V-9- HYDROGRAPHIE DU BASSIN VERSANT ..	72
V-10- PLUVIOMETRIE DU BASSIN VERSANT ..	74
TROISIEME PARTIE : ETUDE DU TRANSPORT SOLIDE DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED BELLAH ..	78
CHAPITRE- VI : MODELISATION ET ANALYSE DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION ..	78
INTRODUCTION ..	78

VI-1- EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION ET LE DEBIT LIQUIDE ..	79
VI-2- EVOLUTION DES DEBITS SOLIDES EN FONCTION DES DEBITS LIQUIDES ..	84
CHAPITRE- VII : EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION ET DES DEBITS LIQUIDES DURANT LES CRUES ..	89
VII-1- METHODOLOGIE ..	89
VII-2- PRINCIPAUX PARAMETRES STATISTIQUES UTILISES(Aivazian, 1970) ..	90
VII-3- DISCUSSIONS ..	93
CHAPITRE -VIII : CALCUL DU TRANSPORT SOLIDE PAR CHARRIAGE ..	94
INTRODUCTION ..	94
VIII-1- CALCUL DU TRANSPORT SOLIDE PAR CHARRIAGE ..	97
CONCLUSION GENERALE ..	99
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ..	101
ANNEXES ..	108
Annexe 01 : Statistiques par événement. ..	108
Annexe 2 : Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant les crues à l'oued Bellah (1974/2007) et classification des relations C-Qj. ..	108

Dédicace

A mes parents. A mon épouse qui, avec son dévouement et ses sacrifices, ce travail a pu voir le jour. A mes filles Douâa, Lina et Maria. A mes beaux parents. A toute ma famille et ma belle famille.

Avant propos

Au terme de ce travail, Je tiens à exprimer ma respectueuse gratitude et mes vifs remerciements d'abord au professeur **Boualem REMINI**, mon directeur de thèse qui a été attentif à tout moment à de nombreuses questions particulières. Qu'il soit assuré de mon admiration et mon intime reconnaissance à sa rigueur scientifique doublée d'une rare sagesse humaine.

Je prie Monsieur **Abdelali TERFOUS**, maître de conférences à l'INSA de Strasbourg, France, qui m'a aimablement accueilli dans son laboratoire du génie de la conception (LGECO), et qui n'a jamais cessé de m'aider, de m'orienter et de me fournir les éléments nécessaires à la réalisation de ce travail.

C'est avec beaucoup de reconnaissance que j'adresse mes sincères remerciements à Monsieur **Abdellah AIDAOUI**, professeur à l'ENSA d'El Harrach, d'avoir accepté de présider le jury de thèse.

Mes vifs remerciements vont aussi à Monsieur **Tarik HARTANI**, professeur à l'ENSA d'El Harrach, d'avoir eu la gentillesse d'accepter de faire partie de ce jury.

Nous remercions également Monsieur **Abdelkader BENKHALED**, maître de conférences (A) de l'université de Biskra., de nous avoir fait l'honneur de participer au jury.

Je tiens à remercier les responsables de l'ANRH de Soumaa, Blida Monsieur **Said IMESSAOUDENE**, mon ami **Ali BENMESSAOUD** et **Mohamed RAHMANI** qui m'ont toujours bien accueilli et aidé ainsi.

Je tiens à remercier ensuite Monsieur **Abdellah GHENAIM** et Monsieur **Jean-Bernard POULET** de l'INSA de Strasbourg pour leur aide durant mon séjour en France.

Mon séjour en France a été rendu possible grâce à la contribution du ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique Algérien, qui m'a accordé une bourse PNE, je lui exprime mes vifs remerciements.

Résumé

Le transport solide constitue par son importance, un problème majeur (dégradation des sols agricoles, alluvionnement des retenues). En Algérie, il est mesuré aux stations hydrométriques des bassins versants pour la quasi-totalité des épisodes d'écoulement. Généralement, on se limite au débit en suspension. La mesure du charriage représente toujours un problème dont la solution n'est pas complète. Le présent travail a pour objectif de s'intéresser à la dynamique des sédiments transportés en suspension et par charriage par l'oued Bellah situé au nord de l'Algérie.

Il contribue à la quantification des flux des sédiments transitant par cet oued et se déposant en mer Méditerranée. La présente étude se base sur les données de prélèvements effectués par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH, Algérie) entre 1974 et 2007. Les résultats obtenus montrent qu'il y a une relation significative entre la concentration des sédiments en suspension et le débit liquide et la dégradation spécifique moyenne annuelle est de l'ordre de $610 \text{ t km}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Cette valeur est comparable à celles trouvées pour d'autres régions à régime hydrologique similaire.

L'analyse de l'évolution de la concentration des sédiments dans le cours d'eau et la quantification du flux de sédiments ont montré que l'apport sédimentaire se fait essentiellement pendant les crues. On distingue alors, trois périodes d'érosion active, la première, intense en hiver, les deux autres de plus faible ampleur au printemps et en automne. Le charriage est estimé en moyenne à $151 \text{ t/km}^2/\text{an}$ et le transport solide total est en moyenne de $758 \text{ t/km}^2/\text{an}$.

Mots clés : concentrations, suspension, débit solide, débit liquide, crue, hystérésis, oued Bellah, zone semi-aride, Algérie

Abstract

Sediment transport is its importance, a major issue (agricultural soil degradation, sedimentation of reservoirs). In Algeria, it is measured at the hydrometric catchment for almost all episodes of flow. Generally, we limit ourselves to the suspended load. The measurement of thrust is always a problem whose solution is not complete.

This work aims to focus on the dynamics of sediment transported in suspension and bed load Bellah wadi north of Algeria. It contributes to the quantification of sediment flux passing through this river and settling in the Mediterranean Sea. This study is based on data samples collected by the National Agency for Water Resources (ANRH, Algeria) between 1974 and 2007. The results show that there is a significant relationship between suspended sediment concentration and liquid flow rate and the average specific degradation of the order of $610 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$.

This value is comparable to those found for other regions to the hydrological regime similar. The analysis of the evolution of the concentration of sediment in the water and sediment flow quantification showed that sediment supply is mainly during floods. We then distinguish three periods of active erosion, the first intense in winter, the other two smaller extent in spring and autumn. The bed load is estimated to average at $151 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ and the total sediment transport is about $758 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$.

Key words : concentrations, suspension, sediment discharge, water discharge, flood, hysteresis, semi-arid zone, wadi Bellah, Algeria

INTRODUCTION GENERALE

Les écoulements en rivière et le transport solide qu'ils induisent ont fait l'objet d'un très important effort de recherche au cours des années, peut-être plus intense et plus suivi que dans n'importe quel autre domaine de l'hydraulique fluviale. Dans la pratique, une grande variété de situations peut se présenter, notamment la morphologie de chaque rivière, les crues, la quantité des sédiments, la différenciation entre les transports en suspension et en charriage, etc. Étant donné le grand nombre de variables en jeu et la grande diversité des combinaisons possibles, la recherche de la situation optimale exige du projecteur une bonne connaissance de la théorie des phénomènes et une vision synthétique des différentes disciplines en cause. Pour étudier ce phénomène, on fait intervenir à la fois les hydrologues, les géomorphologues, les agronomes, les mécaniciens de fluides, les sédimentologues, les hydrauliciens, ainsi que les ingénieurs civils, etc.

D'après plusieurs études sur le transport solide, la matière première du débit solide dans les cours d'eau vient de l'érosion de surface, c'est-à-dire la désagrégation du sol suite aux diverses activités humaines, le vent, l'impact des gouttes de pluie, le ruissellement, etc. Lorsque les matériaux arrachés ont atteint le cours d'eau, ils sont alors transportés par le courant si celui-ci en est capable ; sinon ils se déposeront pour constituer la partie affouillable du lit des rivières. Compte tenu des caractéristiques spécifiques des matériaux transportés et des caractéristiques de rugosité du lit, la possibilité de transport de la rivière, exprimée en tonnes par jour, dépend de la répartition des vitesses dans la section considérée, c'est-à-dire la plupart du temps du seul débit liquide. Cette possibilité varie constamment d'amont en aval de la rivière, puisque la loi de répartition des vitesses n'est pas la même pour un débit donné à toutes les sections. Elle varie également dans le temps, à une section donnée, avec le débit liquide. Cette possibilité est appelée capacité de transport solide.

Le transport solide constitue par son importance, un problème majeur en Algérie (dégradation des sols agricoles, alluvionnement des retenues). L'estimation du taux de sédimentation des barrages et de leur durée de vie nécessite une bonne connaissance des apports solides. Ces derniers dépendent aussi bien des contraintes topographiques et granulométriques imposées au fond des vallées que de la nature et du volume des apports liquides et solides fournis au réseau d'écoulement. En plus de cette complexité, le manque de données constitue un handicap majeur dans l'évaluation et la prévision de l'envasement des barrages. Cet état de fait a conduit de nombreux chercheurs à proposer des modèles de prévision générale (pour un ensemble de bassins) et des modèles particuliers (propres à un bassin donné). Notre travail s'intègre dans la deuxième catégorie de modèles. Ces derniers ont été largement utilisés en Algérie pour développer des modèles propres aux bassins étudiés afin d'évaluer le transport solide à leur exutoire.

En Algérie, le taux d'érosion spécifique atteint les valeurs les plus élevées d'Afrique du Nord. Selon Demmak (1982), ceux-ci dépassent 2000 tonnes/km²/an dans les bassins versants de l'Atlas Tellien. Les concentrations des sédiments en suspension dans les cours d'eau dans les régions semi-arides où l'on pratique une agriculture intensive sont élevées. Il n'est pas rare de trouver des concentrations de 200 g/l à certains endroits pendant ou immédiatement après des pluies abondantes. Sur certains cours d'eau des concentrations maximales dépassant 500 g/l ont été observées (Mekerta et Tisot, 1993). Ces chiffres

donnent une idée sur l'ampleur du phénomène et la gravité des problèmes qui en découlent. Cela a une conséquence directe sur l'envasement des retenues et une réduction de leur capacité (Remini, 2002).

L'érosion hydrique et le transport solide menacent gravement les potentialités en eau et en sol et devient de plus en plus dramatique. Du fait de l'envasement des retenues l'infrastructure hydraulique algérienne est amputée annuellement d'un potentiel de réserve en eau équivalent à 20 millions de m³. Ceci, nous amène à intervenir rapidement et efficacement, et ce par la bonne quantification du transport solide en utilisant des formules mathématiques fiables.

Bien que l'estimation de l'érosion et du transport solide soit effectuée depuis plusieurs années, les connaissances sur ces phénomènes sont encore très partielles, les données peu fiables et beaucoup d'incertitudes subsistent. La résolution de ce problème doit autant son importance à la prédiction ou à l'évaluation efficace de l'érosion et du transport solide.

L'irrégularité et la complexité du processus érosion-transport solide-sédimentation, la multitude de paramètres mis en jeu rendent difficile l'élaboration de modèles théoriques cohérents.

De nombreuses recherches ont été effectuées pour déterminer des méthodes d'estimation et de quantification du transport sédimentaire ou de trouver une théorie de la mécanique capable d'expliquer ce phénomène. Mais à cause de la complexité de ce phénomène et des différentes variables entrant en jeu, il est toujours resté l'un des problèmes hydrauliques qui demandent plus de développement.

En Algérie, le transport solide est mesuré aux stations hydrométriques des bassins versants pour la quasi-totalité des épisodes d'écoulement. Généralement, on se limite au débit en suspension. La mesure du charriage représente toujours un problème dont la solution n'est pas complète.

Pour tenter d'atténuer l'ampleur de ces phénomènes et essayer d'agir d'une façon efficace pour sauvegarder le milieu physique, il est nécessaire de connaître et de maîtriser les processus élémentaires. Une fois cette connaissance acquise, il est alors possible de générer un modèle, qui quantifie la quantité de sédiments transportée dans les oueds. Ainsi, il est nécessaire de préciser autant qu'il est possible les relations entre les différents phénomènes se manifestant dans les cours d'eau. L'une des plus importantes est certainement la relation entre le débit liquide et le débit solide. S'il est difficile d'établir une formule reliant les différentes variables, du moins pouvait-on, en utilisant les méthodes de corrélation, espérer établir une expression mathématique qui permettrait de comparer ces phénomènes pour différents types de rivières.

Notre travail est de connaître le milieu physique, la dynamique de l'érosion, sa sensibilité dans le bassin versant, de trouver une relation entre la concentration des sédiments et le débit liquide, une relation entre le débit solide et le débit liquide, faire une approche sur l'évolution de la concentration des sédiments en suspension et des débits liquides durant les crues et l'élaboration d'une méthode de quantification simple et opérationnelle du transport solide en suspension et par charriage dans l'oued Bellah. Ce travail servira comme outil de base dès que la construction du barrage dans le périmètre d'étude sera réalisée. Ainsi, il aidera pour l'aménagement des oueds.

Notre étude s'articulera sur trois parties principales:

- Une revue bibliographique, que nous intitulerons érosion et transport solide, passe par définition, les types, les causes et les effets de l'érosion et du transport solide

dans les bassins versants, mesure et méthodes d'évaluation du transport solide, calcul et estimation du transport solide pour résoudre ce problème dans le monde, les principaux travaux effectués en Algérie pour atténuer ce phénomène. Nous avons cité quelques résultats sur les travaux du transport solide effectués dans le monde. Dans le dernier chapitre de cette partie, nous avons abordé la caractérisation de la relation de concentration en matières en suspension et le débit liquide à l'échelle de la crue.

- La seconde partie, intitulée les caractéristiques du bassin versant de l'oued Bellah, détailler ce qui a été fait.
- dans une troisième partie, nous tenterons d'établir quelques modèles analytiques et descriptifs des concentrations des sédiments et des débits liquides, des débits solides et des débits liquides, basés sur une approche statistique d'analyse des chroniques de données et de corrélations simples. Ces modèles préciseront l'interrelation entre les différents paramètres hydrologiques.

Enfin, nous terminerons ce mémoire par une conclusion générale et des perspectives.

PREMIERE PARTIE : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

CHAPITRE- I : EROSION ET TRANSPORT SOLIDE

INTRODUCTION

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

L'ampleur de l'alluvionnement et l'exhaussement du fond des barrages par dépôts successifs des sédiments ramenés, par les cours d'eau maghrébins, ont suscité l'intérêt d'un grand nombre de chercheurs qui ont tenté d'expliquer les mécanismes complexes du transport solide et de quantifier les volumes des sédiments transportés.

Les uns ont tenté d'expliquer l'érosion mécanique et de déterminer les dégradations spécifiques des bassins versants de ces régions. Les autres, ont présenté en conclusion de leurs travaux des informations significatives sur le flux des matières transportées par les cours d'eau de quelques bassins versants tunisiens, marocains et algériens.

Le volume de matériaux qui se déposent chaque année dans les retenues des barrages algériens sont évalués, en moyenne à 20 millions de m³ par an (Remini, 1999), ce qui contribue à réduire de 0,3 % par an les capacités de stockage de l'eau estimées à 6,2 milliard de m³ (Riad et al., 1999), dans des régions caractérisées par une pluviométrie à la fois faible et irrégulière.

I-1- GENERALITES

L'érosion se produit sur des zones naturellement arides et semi-arides, mais également sur toute zone sur laquelle les activités humaines ont conduit à faire disparaître le couvert végétal.

D'une manière générale, l'érosion des sols correspond au "détachement" et au "transport" des particules de sol, par différents agents (gravité, eau, vent, glace), de leur emplacement d'origine à un endroit de "dépôt" à l'aval. Dans tous les cas, ces mouvements de sol sont des processus discontinus à fortes variations spatio-temporelles, difficiles à décrire sous forme d'équations mathématiques. Nous, nous intéressons dans cette étude plus particulièrement à l'érosion hydrique, qui est un phénomène largement répandu et dont les conséquences peuvent entraîner des pertes de terre irréversibles et une diminution des capacités de stockage des barrages.

L'érosion hydrique est "le détachement de fragments ou de particules solides du sol ou des roches de leurs position initiale par l'eau". Elle constitue en Algérie un phénomène très grave qui affecte durement le patrimoine foncier. Elle touche 45 % des zones telliennes, soit

12 millions d'hectares cultivables. Ce phénomène devient encore plus grave si l'on sait que 85 % des surfaces cultivables, sont situées dans les zones les plus sensibles à l'érosion (Chibbani, R. et al., 1999).

I-1-1- LES PRINCIPAUX AGENTS DE L'EROSION HYDRIQUE

Il existe deux agents principaux de l'érosion hydrique: les précipitations et le ruissellement superficiel. Toutefois, un grand nombre de facteurs (intensité et agressivité des précipitations, caractéristiques du sol, pentes et longueur de pente, le couvert végétal et l'état hydrique initial) et de mécanismes affectent la relation "chute de pluie-ruissellement-entraînement des terres".

I-1-1-1- Intensité et agressivité des précipitations

La désagrégation de la structure et le détachement des particules sous l'impact des gouttes de pluie résultent du "travail" exercé par les gouttes à la surface du sol. Il est donc lié à l'énergie cinétique des gouttes E_c .

$$E_c = \frac{1}{2}mv^2 \quad (I \cdot 1)$$

Où,

E_c : l'énergie cinétique [joules] ;

m : la masse de la goutte [Kg] ;

v : la vitesse [m/s].

L'évaluation de l'énergie cinétique des gouttes reste un bon critère d'évaluation de l'agressivité des pluies. Il existe d'ailleurs une relation empirique reliant l'intensité d'une pluie et son énergie cinétique (Remy, J.C. et al., 1998).

$$E_c = 11,9 + 8,73 \log I_p \quad (I \cdot 2)$$

Avec,

E_c : l'énergie cinétique [$\text{j} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{mm}$] ;

I_p : l'intensité de pluie [$\text{mm} \cdot \text{h}$].

Les pluies, lors de l'impact des gouttes, provoquent un détachement des matières et une destruction des agrégats lors de la conversion de l'énergie cinétique en efforts de cisaillement. Plusieurs phases sont à considérer lors d'une averse. Les premières gouttes de pluies qui arrivent au sol y pénètrent proportionnellement à son ameublissement et sa porosité. Cette première phase s'accompagne d'un déplacement de particules et d'un tassement du sol. Puis, la couche superficielle s'humidifie, et l'on assiste au développement quasi simultané de trois processus: la désagrégation de la structure, la formation d'une pellicule de battance et l'érosion par "splasch" ou érosion par rejaillissement (Benkhadra, H., 1997).

L'impact direct des gouttes de pluie provoque non seulement le délitage et la fragmentation des agrégats du sol, mais également l'entraînement et la projection des particules dans toutes les directions. Ce rejaillissement peut être important. Plusieurs chercheurs ont essayé de quantifier cette masse de sol détachée expérimentalement. Les relations obtenues sont en général de la forme (Poessen, J., 1984).



$$D_p = a \cdot E_c^b \quad (I \cdot 3)$$

Où,

D_p : la masse détachée ;

E_c : l'énergie cinétique de la pluie ;

a et b dépendent essentiellement de la texture et de la structure du sol.

Feodoroff et al., 1965, donnent des valeurs de 15 tonnes de terre remuées par hectare pour une averse de 25 mm et de 300 tonnes par hectare pour une averse de 100 mm. Ces processus de désagrégation de la surface du sol et d'érosion par rejaillissement conduisent à la fermeture des pores à la surface du sol et à la réduction de son infiltrabilité en formant une croûte de battance.

Jusqu'à ce stade, on ne peut parler de transport proprement dit. Il faut que le ruissellement démarre pour qu'il y ait une prise en charge des particules détachées par mise en suspension ou par charriage.

I-1-1-2- Le ruissellement

Le ruissellement apparaît dès que l'intensité d'une pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Il est nettement plus élevé sur sol nu que sous cultures. Les plus faibles ruissellements proviennent des pluies tombantes après une période sèche. Par contre, les ruissellements et les pertes en terres les plus élevées ont eu lieu à une époque où le sol est déjà très humide et dans le cas de pluies exceptionnelles et des orages d'automne et de printemps (Chibbani, R. et al., 1999).

Le ruissellement ne débute qu'après un cumul pluviométrique journalier de 18 à 20 mm (Laouina, A., 1998) sur sol sec même si les pluies intenses ou après un cumul de 4 mm sur sol humide et compact (Chibbani, R. et al., 1997).

Ces seuils de hauteur dépendent en partie des caractéristiques des pluies (intensité, mais aussi du volume de pluie tombant après saturation du sol) et surtout de l'état de surface du sol (plus le sol est dégradé, plus le ruissellement est rapide).

Selon Laouina, A. et al., 1993, les pluies continues mais de faibles intensités permettent une certaine infiltration de l'eau et réduisent le ruissellement sur les versants, par contre les épisodes de fortes intensités entraînent un ruissellement plus important. Mais, ce sont les épisodes pluvieux durables avec des événements de forte intensité répétitifs qui occasionnent la dégradation la plus forte, avec en particulier le passage du ruissellement en nappe au ruissellement en griffes et rigoles.

D'une manière générale, il est admis que la vitesse du ruissellement est le paramètre prépondérant de l'action érosive du ruissellement superficiel. En 1965, Meyer a proposé la relation suivante pour évaluer cette vitesse (Meyer, L.D., 1965):

$$V_R = \frac{I^{0,33} \cdot Q_R^{0,33}}{n^{0,44}} \quad (I \cdot 4)$$

Où,

V_R : la vitesse de ruissellement ;

I : la pente du terrain ;

Q_R : le débit du ruissellement ;

n : la rugosité du sol.

Les facteurs qui régissent le ruissellement sont principalement:

a- L'infiltration

Tous les sols sont plus ou moins perméables. Le coefficient de perméabilité qui représente la vitesse d'infiltration de l'eau dans le sol dépend essentiellement de la porosité du sol.

Pour un sol homogène initialement non saturé, la surface du sol présente une certaine infiltrabilité définie comme le flux maximum qu'elle peut absorber lorsqu'elle est maintenue en contact avec l'eau et la pression atmosphérique. Au cours du temps, cette baisse par l'action de la compaction des sols, que ce soit sous l'action des agents climatiques ou par l'action de l'homme, conduit à une réduction de la porosité et donc de la conductivité hydraulique. La diminution de la capacité d'infiltration constitue ainsi un facteur défavorable générateur de ruissellement et de transport de sédiments. En revanche, cette même diminution de l'infiltrabilité joue un rôle positif contre l'érosion puisqu'elle renforce la résistance au cisaillement des sols. L'équation de Coulomb donnant la charge de rupture (τ), montre le rôle des deux paramètres essentiels:

$$T = c + \sigma \cdot \operatorname{tg} \varphi \quad (I \cdot 5)$$

Avec,

c : la cohésion qui dépend des forces capillaires et de la teneur en eau du sol ;

φ : l'angle de frottement interne qui dépend de la porosité du matériau et donc de la compacité du sol.

b- Détention superficielle et rugosité du sol

Elle correspond à la capacité de stockage temporaire de la surface du sol vis-à-vis de l'eau. La détention superficielle se fait sous forme de flaques dans les micro-dépressions, dont la capacité de stockage est liée à la rugosité.

c- Pente et longueur de pente

L'influence de la pente est complexe. Le plus souvent, l'érosion augmente avec la pente. Il se développe une érosion en rigoles dix fois plus agressive que l'érosion en nappe (Roose, E. et al., 1998). Quant à la longueur des pentes, il semble que son influence sur la naissance de rigoles dépend de diverses interactions avec la rugosité et la perméabilité du sol, le type et l'abondance du couvert végétal.

d- Le couvert végétal

Il est clair que le couvert végétal est efficace pour réduire le ruissellement. La couverture du sol, plus particulièrement celle assurée par la strate herbacée et les résidus végétaux, constitue la protection la plus efficace du sol. Elle intervient vis-à-vis du sol par:

- **L'interception nette:** une partie de la pluie qui tombe sur la végétation est directement reprise par l'évaporation. Elle ne participe alors, ni à l'infiltration, ni au ruissellement.
- **La dissipation de l'énergie cinétique:** une partie de la pluie interceptée par le feuillage continue sa course jusqu'au sol. L'énergie cinétique des gouttes s'en trouve alors modifiée. L'expérience montre (Ruiz-Figueroa, J.F., 1983) que l'efficacité d'un couvert végétal à l'égard de l'infiltration est d'autant plus marquée que le dernier élément récepteur est bas.

I-1-1-3- Etat hydrique initial

L'état hydrique du sol au moment d'une pluie a une très forte influence sur la dégradation, la formation des croûtes et la réduction de l'infiltrabilité résultante (Lebissonais, Y., 1992). Les agrégats secs sont plus sensibles à l'éclatement. En effet, l'intensité de ce processus croît avec le volume d'air piégé (Boiffin, J., 1984 ; Lebissonais, Y., 1988) en particulier sous des pluies de forte intensité qui peuvent former des croûtes très rapidement.

L'état hydrique initial influence aussi la succion exercée à la surface du sol par les couches sous-jacentes et donc l'infiltration au travers de cette surface.

Lorsque le sol en surface est argileux sensible à la dispersion par l'effet de l'impact des gouttes de pluie à la désagrégation mécanique par l'alternance des cycles de dessiccation et d'humectation, il y a mobilisation des particules argileuses sous l'action de l'impact des pluies (Chibbani, R. et al., 1997). En effet, l'humectation des sols argileux entraîne un gonflement qui est une forme analogue de désagrégation. Cette argile mobilisée migre dans l'eau de l'infiltration, couvre la périphérie des agrégats et colmate les interstices intra-agrégats ou bien se dépose à la surface du sol pour former une croûte. La formation des croûtes ou organisation pelliculaire de surface, entraîne une réduction de l'infiltrabilité, accroît les risques de ruissellement et d'érosion.

I-1-2- FORMES DE MANIFESTATION DE L'EROSION HYDRIQUE

On distingue:

I-1-2-1- L'érosion aréolaire (diffuse ou de surface)

L'érosion aréolaire se produit sur la totalité d'un versant. Elle est la réponse de mécanismes complexes où les facteurs de production et de transfert sont intimement liés. Elle dépend des caractéristiques du sol (granulométrie, humidité initiale, teneur en matières organiques) et des caractéristiques de la surface (inclinaison, longueur et forme de la pente, rugosité, couverture végétale); elle est donc difficile à mesurer globalement.

Le produit de l'érosion aréolaire transféré directement dans le réseau hydrographique représente un certain débit solide relié aux variables agronomiques, pédologiques et climatiques du bassin versant, constitué de particules très fines, cohésives et éventuellement porteuses de polluants chimiques ou organiques, et dont la valeur est limitée par un coefficient de restitution dépendant des conditions locales et de l'intensité des événements. L'érosion aréolaire regroupe l'érosion en nappe et l'érosion en rigoles.

a- Erosion en nappe

Première phase de l'érosion aréolaire, pendant laquelle les particules arrachées sous l'impact des gouttes de pluie sont transportées par les ruissellements de surface (figure I.1).

Quantitativement, l'érosion en nappe est très modeste. En Algérie, les chercheurs de l'INRF et de l'OROSTOM ont évalué les pertes en terres par ce type d'érosion de 0,10 à 20 t/ha/an (Chibbani, R. et al., 1999).

Ce Type d'érosion entraîne des conséquences morphologiques et pédologiques fâcheuses suite à un décapage de l'horizon superficiel diminuant insidieusement sa réserve en éléments fertilisants et un entraînement préférentiel des particules les plus fines, de la matière organique et du carbonate de calcium.



Figure I.1 : Erosion en nappe.

b- Erosion en rigoles

Deuxième phase de l'érosion aréolaire. Elle se produit lorsque l'écoulement d'eau se concentre et choisit son passage. Dès qu'une griffe s'établit, l'eau de ruissellement tend à se réunir, et plus elle se creuse plus il y a appel d'eau dans la rigole. Ainsi, le phénomène de creusement s'accélère de lui-même (figure I.2). De point de vue quantitatif, ce type d'érosion reste dans les mêmes proportions que l'érosion en nappe.



Figure I.2 : Erosion en rigole.

I-1-2-2- L'érosion linéaire

L'érosion linéaire est 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 (figure I.3).

Elle se produit lorsque l'écoulement liquide est concentré dans le lit des talwegs. Ce type d'érosion dépend des caractéristiques géométriques et hydrauliques de l'écoulement, de son taux de matières en suspension, ainsi que de la granulométrie du substrat en place.

La connaissance de ces paramètres permet de déterminer la force tractrice qui agit sur le lit et qui représente l'ensemble des forces érosives. Ces forces, beaucoup plus grandes que celles qui contrôlent l'érosion aréolaire, permettent de mobiliser des grains de diamètre élevé.



Figure I.3 : Erosion linéaire.

I-1-3- QUANTIFICATION DE L'ÉROSION HYDRIQUE

Il existe plusieurs formules permettant la quantification de l'érosion hydrique, nous ne citerons que celles qui impliquent des paramètres physiques représentatifs.

I-1-3-1- Formule de Wischmeier et Smith

La formule s'écrit :

$$P_s = E_p \cdot E_s \cdot F_{1p} \cdot F_p \cdot F_{am} \cdot F_v \quad (I \cdot 6)$$

Avec,

P_s : pertes annuelles de sol [t/ha/an] ;

E_p : érosivité des précipitations [N/h] ;

F_{1p} : facteur de longueur de pente [sans dimension] ;

F_p : facteur de pente [sans dimension] ;

F_{am} : facteur d'aménagement [sans dimension] ;

F_v : facteur de conservation des sols pratiqués [sans dimension].

Ils ont prouvé que sur des parcelles soumises aux pluies naturelles durant 17 ans et de la pente de 3 à 18 %, une équation du second degré s'ajuste mieux que les fonctions logarithmiques en réalité très voisines proposées par les autres chercheurs. Cette équation est de la forme:

$$E = \frac{L^{0,5}}{100 \cdot (0,76 + 0,53 \cdot S + 0,076 \cdot S^2)} \quad (I \cdot 7)$$

Où,

E : l'érosion [t/ha], S en % et L en pieds.

I-1-3-2- Formule de Tixeront (1960)

Elle se base sur des corrélations établies entre la lame d'eau ruisselée annuelle et la perméabilité du bassin versant à partir des données recueillies dans 32 bassins algériens et 09 bassins tunisiens sur une durée comprise entre 02 et 22 ans. Elle s'écrit :

$$T_a = a \cdot R^{0,15} \quad (I \cdot 8)$$

Avec,

T_a : taux d'abrasion [t/km²/an] ;

a : coefficient empirique qui varie en fonction de la perméabilité du terrain, il varie de 3,5 à 3200:

- $3,5 < a < 74$ pour le bassin à perméabilité élevé ;
- $75 < a < 349$ pour le bassin à perméabilité moyennement élevé ;
- $350 < a < 1399$ pour le bassin à perméabilité faible à moyenne ;
- $1400 < a < 3199$ pour le bassin à perméabilité faible ;
- $a > 3200$ pour le bassin imperméable.

R : lame d'eau ruisselée [mm/an], d'où $R = P_o - D_m$

Où,

P_o : la pluviométrie moyenne annuelle [mm] ;

D_m : le déficit annuel de l'écoulement [mm], d'où $D_m = \frac{P_o}{\sqrt{0,9 + (\frac{P_o^2}{L})}}$

Avec

$$L = 300 + 25 \cdot t + 0,05 \cdot t^2$$

Où,

t : la température moyenne [°C].

I-1-3-3- Formule de Fournier (1960)

Elle s'écrit:

$$E_z = F \cdot \left(\frac{P^2}{P_0}\right) \quad (I \cdot 9)$$

Avec,

E_z : taux d'érosion [$t/km^2/an$];

$\frac{P^2}{P_0}$: coefficient climatique, P : pluviométrie mensuelle maximale [mm] et P_0 : pluviométrie annuelle [mm];

F : coefficient tient compte le mode de répartition des précipitations de l'année et leur abondance.

✓ Selon le coefficient de relief $H \cdot tg \alpha$ et le coefficient climatique $\frac{P^2}{P_0}$, Fournier à estimer le taux d'érosion:

→ pour le milieu à relief peu accentué $H \cdot tg \alpha < 6$ et,

- si $8,1 < \frac{P^2}{P_0} < 20$: $E_z = 6,14 \cdot \frac{P^2}{P_0} - 49,78$

- si $\frac{P^2}{P_0} > 20$: $E_z = 27,12 \cdot \frac{P^2}{P_0} - 475,4$

→ pour le milieu à relief peu accentué $H \cdot tg \alpha > 6$ et,

- si $\frac{P^2}{P_0} > 9,7$: $E_z = 52,49 \cdot \frac{P^2}{P_0} - 513,21$

- si $\frac{P^2}{P_0} > 8$ et la région est semi-aride: $E_z = 91,78 \cdot \frac{P^2}{P_0} - 737,62$

✓ Il existe une autre relation de Fournier, elle est de la forme:

$$Q_z = \frac{1}{36} \cdot \left(\frac{P}{P_0}\right)^2 \cdot 2,65 \cdot \left(\frac{h}{S}\right)^2 \cdot 0,46 \quad (I \cdot 10)$$

Avec,

Q_z : l'apport solide annuel moyen [$t/km^2/an$];

h : la dénivelée moyenne d'après la courbe hypsométrique (45% de $h_{max} - h_{min}$);

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

I-1-3-4- Formule de Sogreah

Basée sur les données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km^2 , soumis à une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 1000 mm. Sa relation est calquée sur la relation de Tixeront, la lame d'eau ruisselée étant remplacée par l'apport moyen annuel. Elle s'écrit :

$$T_z = a \cdot A^{0,15} \quad (I \cdot 11)$$

Avec,

T_z : apport solide spécifique [$t/km^2/an$];

a : coefficient dépendant de la perméabilité du sol ;

A : écoulement annuel [mm].

Il existe un grand nombre de telles relations, souvent peu cohérentes entre elles, et il faut être conscient qu'elles donnent au mieux un ordre de grandeur.

Les insuffisances de ces modèles résident à deux niveaux :

- La non représentativité ou l'insuffisance des données de base utilisées pour leur calage ;
- Les outils mathématiques et informatiques.

Par ailleurs, ces formules empiriques évaluent surtout l'érosion superficielle du bassin versant (non totale) et, il est difficile de prédire les processus dépendant du temps et de l'espace par des équations empiriques et régressions.

I-2- LE TRANSPORT SOLIDE

Le transport solide est un élément majeur du fonctionnement des systèmes alluviaux. De ce fait, son étude est devenue essentielle dans de nombreux domaines, de l'étude des processus d'érosion et de sédimentation dans les retenues aux études sur la pollution des cours d'eau.

Le transport solide représente l'entraînement de granulats sous l'action d'un écoulement fluide. Il existe dans différents phénomènes physiques, naturels ou industriels, et constitue un écoulement à surface libre ou en charge. Dans les cours d'eau, il constitue la seconde phase de l'érosion. Il révèle essentiellement du ruissellement et met en jeu diverses formes d'écoulement de l'eau dans la nature (Hug, M., 1975). Le processus entier peut considéré comme un cycle continu et on le schématiser comme suit: érosion transport solide sédimentation.

Le transport solide est limité par la quantité de matériaux susceptible d'être transportée. Il est principalement réglé par deux propriétés du cours d'eau:

- Sa compétence, elle est mesurée par le diamètre maximum des débris rocheux que peut transporter le cours d'eau. Cette caractéristique est essentiellement fonction de la vitesse de l'eau. Les variations de la compétence en fonction de la vitesse et la granulométrie du substrat ont été étudiées par Hjulstrom (figure I.4) ;
- Sa capacité, c'est la quantité maximale de matériaux solides que peut transporter en un point et à un instant donné le cours d'eau. La capacité est fonction de la vitesse de l'eau, du débit et des caractéristiques de la section (forme, rugosité, etc...).

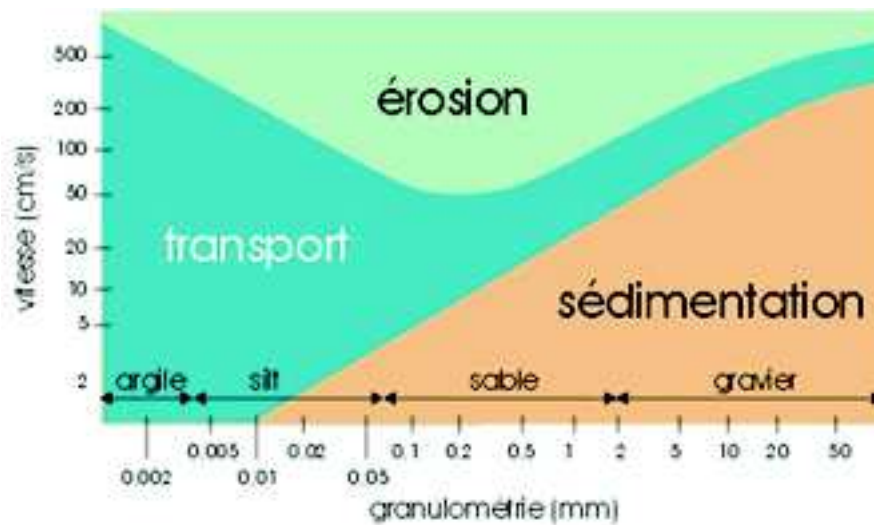


Figure I.4 : Diagramme de Hjulstrom (Boulvain, 2004).

Hjulstrom, 1935 a montré qu'il existait trois zones: la zone supérieure d'érosion, passant par un minimum vers 100 μ , la zone inférieure de sédimentation, et entre eux, une zone de transport.

La granulométrie des particules sédimentaires a donc une influence majeure sur leur transport et sur leur vitesse de sédimentation. La figure I.1 qui essentiellement basée sur des expériences en laboratoire montre la vitesse minimale d'un courant nécessaire pour mobiliser, transporter et déposer des grains de quartz de granulométrie variable. L'analyse d'abord de la partie supérieure de la figure (érosion des particules), montre que la portion de la courbe représentant l'érosion des particules moyennes à grossières (sable fin à galets) semble logique: la vitesse du courant nécessaire pour mobiliser des grains augmente avec leur granulométrie.

L'érosion démarre pour une vitesse minimum de 25 cm/s lorsque la texture du matériau des berges est d'environ 100 μ . Pour les particules fines, par contre, la courbe montre une augmentation de la vitesse du courant avec la diminution de la granulométrie. Ce comportement paradoxal est la conséquence de la cohésion élevée des particules fines, surtout liée à une électrostatique. La partie inférieure de la figure montre la relation entre la granulométrie des particules et la vitesse du courant lors de leur dépôt.

Les deux propriétés du cours d'eau (compétence et capacité) ne sont pas directement liées. Ainsi, dans un fleuve, la compétence décroît vers l'aval, ce qui n'est pas le cas de la capacité.

Les matériaux alluvionnaires constituant le lit des cours d'eau proviennent de: (Probst, J.L. et al. 1992).

- L'élaboration des éléments de surface, en général des matériaux meubles du bassin versant. Si l'on ne tient compte que de l'érosion en nappe évaluée au maximum à 20 t/ha/an, cette ablation est de l'ordre de 1,3 mm/an (Chebbani, R. et al., 1999) ;
- L'érosion des berges du lit des cours d'eau et de leurs affluents. D'après les travaux effectués sur le fleuve du Sénégal, la Garonne et sur des rivières des Etats Unis, ce type d'érosion produit 20 à 30 % du tonnage total des sédiments exportés (Propst, J.L. et al., 1989). Il est évalué à 32 % de la charge totale pour la Haute Tafna en Algérie (Megnounif, A. et al., 2003).

Ces sédiments localisés dans les lits des oueds sont transportés par les crues pour être déposés soit sur des plaines à faible pente, soit dans des cuvettes de barrage ou encore en arrivant jusqu'à la mer.

Le transport des sédiments par les cours d'eau est déterminé par les caractéristiques des particules (taille, forme, concentration, vitesse de chutes et densité des particules). Ce qui permet de distinguer plusieurs modes de transport (figure 1.5).

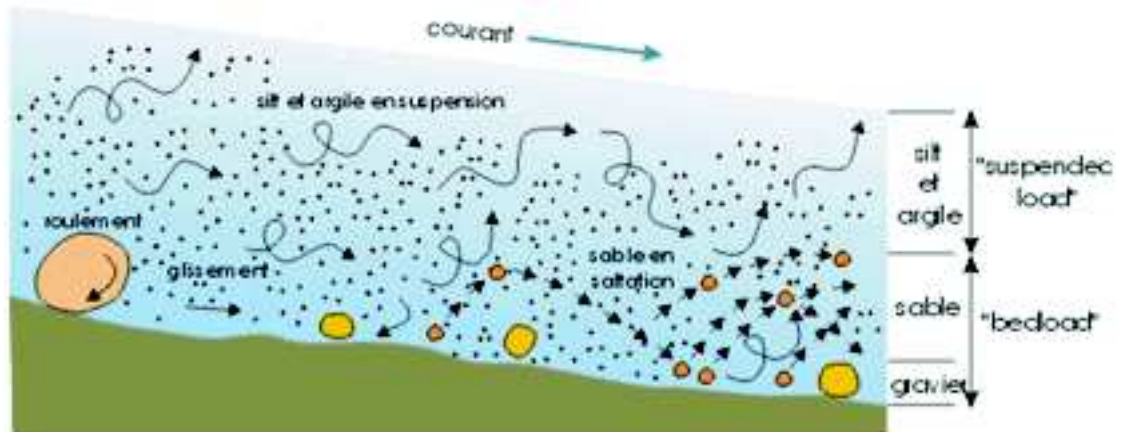


Figure 1.5 : Modes de transport des particules dans un courant (Boulvain, 2004).

Généralement, deux modes de transport solide sont considérés: le transport solide par charriage et le transport solide en suspension. Les deux modes diffèrent par deux aspects essentiels: dans le premier cas, les particules se déplacent par roulement et glissent sur le fond et leurs vitesses est inférieure à celle de l'écoulement. Dans le deuxième cas, les particules se déplacent au sein de l'écoulement avec une vitesse de même ordre de grandeur que celle du fluide. Il n'existe pas de délimitation nette entre ces deux modes de transport.

Il y a même des auteurs qui considèrent un troisième mode caractéristique intermédiaire, la saltation, où les particules se déplacent par des bonds, en alternant le charriage et la suspension (Probst, J.L. et al. 1989 et Cardoso, A.H. 1994).

1- Le transport solide par charriage

Le transport solide par charriage, représente la progression de sédiments grossiers (sables, gravier, galets et blocs), de diamètre supérieur à 01 mm, qui se déplacent par roulement ou glissement, au voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace.

Les mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement. De ce fait, les évaluations de ce type de transport sont difficiles à mener en l'absence de bases de données. On se contente généralement d'études sur modèles réduits pour déterminer la proportion du charriage par rapport à la suspension ou au transport total (Couvert, B. 1994 et al. ; Du voisin, J. 1989). Pour quelques bassins versants, le taux de charriage a été estimé à 12,5 % de la suspension (Djebbi, M. 1990).

2- Le transport solide en suspension

Le transport solide en suspension représente le transport de sédiments fins (argiles, limons, sables fins), de taille micronique, maintenues en suspension sur toute la hauteur de la masse liquide du cours d'eau, sous l'action les fluctuations turbulentes de l'écoulement. Les sédiments se déplacent sur des grandes distances et le débit solide croît de l'amont

vers l'aval. Dans la très grande partie des cas, la charge en suspension représente quantitativement un pourcentage très important du transport global.

Quelques valeurs indicatives, permettent de délimiter les deux modes de transport. Ces valeurs utilisent le rapport entre vitesse de l'écoulement V sur le lit du cours d'eau, et la vitesse W de chute des particules (Graf, 1971):

- ✓ $\frac{V}{W} > 0,10$: début de transport par charriage ;
- ✓ $\frac{V}{W} > 0,40$: début de transport en suspension.

Le transport en suspension se fait par flottaison et ne comporte que très épisodiquement des retombées des sédiments sur le fond. La turbulence est le facteur principal de la suspension des sédiments (Van Rijn, 1984).

I-2-1- ETUDE DU TRANSPORT SOLIDE DANS LE MONDE

L'étude du transport solide constitue la branche la plus difficile de l'hydrologie de surface. Pour déterminer les paramètres explicatifs du transport solide ou évaluer la production en sédiments des bassins versants, on utilise des méthodes fondées sur des approches statistiques et, la démarche repose sur une analyse de corrélation multiple.

Ces méthodes font recours à des équations de régression pour exprimer les valeurs de la production en sédiment ou de quelques autres grandeurs représentatives de l'importance des processus érosifs en fonction des caractéristiques hydrologiques, morphologiques et d'utilisation des sols de bassins versants.

La grandeur qui fait l'objet de recherche est la quantité de matériaux solides déposée dans les lacs et Ce choix présente l'avantage de considérer la totalité du matériau provenant à l'exutoire du bassin versant, comprenant d'une part celle charriée par transport de fond et d'autre part celle transportée en suspension.

Les premières applications des méthodes de régression multiples ayant pour objet d'obtenir une quantification de la production en sédiment d'un bassin versant sont les travaux de H.W. Anderson, 1949 dans les bassins versants de la Californie Méridionale, Fleming, 1969, Flaxman, 1974 et

I-2-2- DISTRIBUTION DU TRANSPORT SPECIFIQUE A TRAVERS LE MONDE

Pour l'ensemble du monde, tous continents réunis la quantité totale des sédiments évacués en suspension est aujourd'hui de $13,505 \cdot 10^6$ tonnes par an sur une aire de drainage externe de $88,6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (contre $148,9 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ pour l'ensemble des continents), ce qui correspond à un transport spécifique (flux annuel de MES rapporté à la superficie du bassin versant) de 152 tonnes par km^2 et par an (Meade, 1983).

Cependant, la distribution est très variable d'un point à l'autre. Sur les îles du pacifique (Indonésie), le transport spécifique est près de six fois supérieure à la moyenne globale ($1000 \text{ t/km}^2/\text{an}$).

Dans les pays d'Afrique du Nord, les valeurs les plus importantes du taux d'érosion spécifique (taux d'abrasion ou érosion spécifique: la quantité de sédiments arrachés par

km² du bassin versant par année [t/km²/an] ou [m³/km²/an]) dépassent 2000 t/ km²/an, sur la plupart des bassins versants de l'Atlas Tellien (Rhiou, Sly, Fodda, Mazafran, Soummam, ...); il atteint 4000 t/ km²/an sur la chaîne des côtes du Dahra.

L'intensité du phénomène se manifeste essentiellement durant les périodes de crues. C'est ainsi que durant les fortes crues de mars 1974 qui ont duré trois jours, près de 30 millions de tonnes de sédiments ont été arrachées au bassin de la région algéroise et rejetées à la mer. La quantité moyenne érodée par année dans l'Algérie est de 180.10⁶ tonnes.

I-2-3- QUELQUES DONNEES SUR LE TRANSPORT SOLIDE EN ALGERIE

Les bassins versants du Tell algérien dominés par un climat semi-aride sont caractérisés par une pluviométrie saisonnière et inter annuelle irrégulière. Cette irrégularité a un impact direct sur l'action érosive et notamment sur le transport solide en suspension. Ce dernier dépend de plusieurs facteurs dont l'agressivité des averses, l'état du sol et la turbulence de l'écoulement. Les valeurs de la dégradation spécifique varient d'un bassin à un autre et d'une région à l'autre. Nous citons par exemple, 1160 t/km²/an pour l'oued Mazafran (côtiers algérois), 2300 t/km²/an pour l'Isser à Lakhdaria, 490 t/km²/an pour oued Soummam à Sidi Aïch, 680 t/km²/an pour oued Medjerda à Souk Ahras (Bourouba, M. 1997) et 150 t/km²/an pour la Macta au barrage Cheurfa (Bourouba, M. 1998).

Les crues de l'automne et du printemps sont responsables de l'essentiel du transport solide. En effet, pendant l'été connu pour ces chaleurs intenses, le sol se dessèche, se fissure, se fragmente et voit son couvert végétal réduit, ce qui permet aux premières averses de l'automne de laver le sol de ces éléments fins détachés. Pendant le printemps qui succède à la saison hivernale froide et pluvieuse, les crues coïncident avec des versants saturés et déblayés. L'activité érosive dépend alors des mouvements de masses et des sapements de berges qui se produisent dans les zones mal protégés au bas des versants. On assiste alors pendant ces crues à une croissance rapide du volume ruisselé et de la turbidité. Pour la crue du 17 avril 1979 à oued Medjerda supérieur, le débit liquide et concentration enregistrés sont 08 fois supérieurs aux valeurs moyennes mensuelles (Bourouba, M. 1998).

Ces périodes de crues de l'automne et du printemps représentent une courte période de forte érosion qui dure entre 02 à 04 mois mais responsable de la majeure partie du transport solide. Le reste de l'année est à érosion faible (Terfous, A. et al. 1999); (Bourouba, M. 1997, 1998).

Annuellement, le comportement morphologique irrégulier des bassins versants algériens passerait d'une année à l'autre d'un régime méditerranéen à érosion élevée et à écoulement abondant au régime de la zone tempérée caractérisée par un écoulement abondant et une érosion faible ou encore au régime de la frange aride à érosion élevée et à faible écoulement (Bourouba, M. 1998).

I-2-4- LES TRAVAUX EFFECTUES SUR LE TRANSPORT SOLIDE

I-2-4-1- En Algérie

En Algérie, un effort louable a été entrepris depuis les années 1945 pour reforester les têtes de vallées (50,000 ha), les «badlands», fixer les ravines et corriger les oueds, aménager 300,000 ha de terres cultivées en banquettes d'absorption ou de diversion (construites par le service de D.R.S. (défense et restauration des sols) puis par la direction nationale des forêts) (Roose, 1994).

Depuis 1978, la construction de banquettes a été suspendue, suite aux critiques des chercheurs, au rejet des paysans, et surtout aux difficultés économiques.

La lutte antiérosive a été restreinte à la protection des ouvrages d'art, à la reforestation, à la végétalisation des ravines et à la construction des grands barrages: il ne reste que la R.T.M. (restauration des terrains en montagne) en faveur de la qualité des eaux, des périmètres irrigués et des besoins des citadins des grandes villes (Roose, 1994).

Pour les paysans, les seules actions de l'Etat concernent aujourd'hui l'amélioration foncière (c'est-à-dire, sous-solage des sols à croûte calcaire, qui augmente la productivité des céréales) et la création de petites retenues collinaires, fournissent de l'eau en tête de vallée pour le bétail, l'habitat et quelques hectares d'irrigation. Mêmes cette politique est remise en cause par des hydrologues qui font remarquer que l'envasement des barrages n'a pas diminuée depuis l'effort consenti par l'aménagement des hautes vallées (Roose, 1994).

Parmi les travaux concernant l'érosion et le transport solide effectués en Algérie, on trouve:

1- Medinger (1960)

Il a travaillé sur une trentaine de bassins versants Algériens. Il a procédé aux premières séries de mesures durant la période de 1946 à 1957. Il a donné des estimations des précipitations des écoulements liquides et solides ainsi que les concentrations moyennes et maximales en vue d'établir des expressions entre débits et concentrations instantanées. Les essais initiaux de l'auteur n'avaient pas donné des résultats précis et satisfaisants (Demmak, 1982).

2- Tixeront (1960)

Ses travaux sont basés sur les données de 32 bassins algériens et, 09 tunisiens, dont la superficie varie de 90 à 22300 km². L'auteur a procédé à la correction et l'homogénéisation des séries qui figurent dans les annuaires hydrologiques de l'Algérie. Après avoir regroupé les bassins en trois classes, suivant un critère régional, il a essayé de mettre en évidence le rôle des facteurs suivants: précipitations, écoulement annuel, répartition saisonnière des pluies, le couvert végétal et les facteurs géomorphologiques dans la dégradation du sol.

Il a constaté que:

- Les teneurs en suspension des trois groupes de bassins augmentent d'une façon générale lorsque le débit liquide diminue ;
- Le substratum joue un rôle considérable ;
- Le crétacé inférieur, Jurassique, es terrains primaires, cristallins et cristalloylliens manifestent un taux d'abrasion négligeable ;
- Les bassins à plus forte abrasion se situent dans les régions sismiquement actives ;
- La répartition régulière des pluies avec un maximum en saison végétative est favorable aux faibles teneurs ;
- Une zone de 300 à 700 mm où l'érosion est très active (1200 t/km²/an).

3- Capolini (1965-1969)

L'auteur a entrepris une étude géomorphologique régionale sur le bassin de Cheliff, afin de mettre en clair le processus d'érosion qui conditionne les transports solides des principaux affluents de l'oued Cheliff.

Il a basé son étude sur l'analyse morphométrique des réseaux (densité de drainage, coefficient de torrentialité) mise au point par les géographes Américains Schumm et Horton. L'application a permis de trouver des résultats encourageants sur les bassins du Rhiou et du Fodda. A partir de ces résultats, l'auteur a généralisé la méthode à l'ensemble du bassin de l'oued Cheliff. Les résultats ont permis à Capolini de:

- Proposer une quantification des débits solides en associant à chaque formation lithologique un débit spécifique ;
- D'établir une relation statistique entre l'érosion spécifique des bassins et le coefficient de torrentialité ;
- De suggérer la cartographie des zones susceptibles à l'érosion à partir de la carte du coefficient de torrentialité.

4- Sogreah (1969)

L'étude est basée sur les données d'observations recueillies au niveau de 09 barrages et 18 stations hydrométriques, totalisant 282 années stations.

Les auteurs ont tenté de définir l'importance du transport solide dans les oueds algériens en fonction du ruissellement annuel et de la perméabilité du bassin versant c'est-à-dire sur un bassin de nature géomorphologique donné, le transport solide apporté par les crues croît avec le volume ruisselé. Leurs résultats ont été présentés sous forme d'une relation calquée sur la relation de Tixeront.

5- Demmak (1982)

En se basant sur les données observées, durant la période 1972/1979, sur trente bassins versants de l'Algérie du Nord, particulièrement touchée par l'érosion, l'auteur constate que l'agressivité des averses est relativement faible en Afrique du Nord et que son influence sur l'érosion est négligeable. L'érosion en nappes n'apporte qu'une faible part (0,2 à 01 t/ha/an) au transport solide des oueds. Pour lui l'essentiel se passe autour des oueds. Le sapement des berges est une source majeure de sédiments directement mobilisés par les oueds lors des fortes crues. Il confirme l'inaptitude en Algérie des techniques de lutte anti-érosives. Il a démontré que:

- Le pourcentage de marnes et d'argiles affleurantes ;
- Le pourcentage des précipitations journalières supérieures à un certain seuil (20 ou 30 mm) ;
- Le coefficient de torrentialité.

sont déterminants pour le transport solide. Il synthétisa ses travaux par une relation empirique valable pour les bassins de l'Atlas Tellien liant les apports solides spécifiques moyens annuels à des indices lithologiques, pluviométriques et géomorphologiques.

On signale qu'il existe d'autres chercheurs qui ont travaillé sur le transport solide. On peut les citer: Heusch, Lahlou, Arabi, Meddi, Roose, Bourouba, Megnounif, Terfous, Benkhaled et Remini, Bouanani, Achite, Touabia, Khanchoul, Ghenim, ...

I-2-4-2- A travers le monde

Atitre exemple, on cite les travaux de M. Bergaoui, H. Camus et J.F. Nouvelot. Ils ont travaillé sur le sujet du transport solide. Leurs objectifs c'est de mieux connaître les processus élémentaires de l'érosion hydrique et en particulier de préciser la notion de pluie limite de ruissellement et de modéliser le transport solide qui lui est lié.

L'étude a été menée sur trois microbassins expérimentaux de Tebaga sur la période 1987/1994. Ils sont situés dans le bassin versant de l'oued Ez-Zioud sur le djebel Semmama à une quinzaine de kilomètres de la ville de Sbeïtla en Tunisie centrale. L'oued Ez-Zioud conflue avec les oueds Ed-Dhiar et Diss pour former l'oued El Hissiane.

Au cours de cette étude, ils ont conclu que:

Dans les conditions naturelles, le transport solide est expliqué par le débit maximum. En effet, l'érosion hydrique observée est due essentiellement au détachement des particules du sol par les précipitations (intensité) ainsi qu'à leur arrachement et à leur transfert par le ruissellement. Néanmoins, l'équation du modèle proposé indique l'existence d'une variable Q_m exprimant l'érosion et le transport par ruissellement. Le phénomène de redéposition est lié à la capacité de transport des sédiments tant sur les versants que dans les rigoles.

Les transports solides spécifiques [$t/km^2/an$] diminuent à mesure que le bassin versant grandit. Bolline (1981) a observé sur les loess du Brabant belge un détachement de particules par la battance des gouttes de pluie de l'ordre de $130 t/km^2/an$ sous une rotation de betterave et de blé. Les pertes en terre au bas de parcelles de 25 m de long n'atteignent que $30 t/km^2/an$ et les transports solides dans la rivière voisine, à peine $0,13 t/km^2/an$.

En France, Ouvry, Boiffin, Papy et Peyre (1990) ont montré que l'érosion sur les limons battants du bassin parisien ne devient inquiétante que lorsque sont réunies les conditions favorables à la concentration du ruissellement: sol fermé par les croûtes de battance, faible couvert végétal, période humide prolongée, grandes parcelles où le remembrement a effacé les structures de gestion du ruissellement.

Par contre, en montagne et là où la pente des émissaires est forte (en région Méditerranéenne), l'énergie érosive du ruissellement est supérieure à celle des pluies. Les pertes en terre sur les champs cultivés peuvent être faibles ($0,1$ à $15 t/km^2/an$: Heusch, 1970 ; Arabi et Roose, 1989) tandis que les transports solides dépassent 100 à $200 t/km^2/an$ dans les ravines et les oueds (Olivry, 1989 ; Buffalo, 1990). Dans ce cas, plus le bassin versant est grand, plus le ruissellement concentré est abondant et rapide, plus les débits de pointe sont importants et plus le ruissellement agresse le fond et les berges des oueds en provoquant des ravinements et des glissements de terrain dans les basses terrasses. Heusch (1973) a conclu dans ce cas que le rapport d'efficacité de l'érosion peut être supérieur à 01, l'érosion spécifique peut augmenter avec la taille du bassin versant.

Au Nigeria, Lal (1976) a trouvé que l'érosion croît avec la pente selon une courbe exponentielle d'exposant 1,2 sur un sol ferrallitique remanié enrichi en graviers (alfisol) lorsque le sol est nu, mais que les pertes en terre sont indépendantes de la pente (de 01 à

15 %) si on laisse les résidus de culture en surface. Le ruissellement quant à lui dépendrait plus des propriétés hydrodynamiques du sol que de la pente elle-même.

CHAPITRE- II : MESURES ET METHODES D'EVALUATION DU TRANSPORT SOLIDE

INTRODUCTION

La quantité de sédiments transportée par un cours d'eau à une section donnée pendant un temps Δt est composée de la charge en suspension et du transport de fond. L'évaluation de ces derniers est basée sur deux types d'actions:

- La mesure directe du taux d'envasement des barrages ;
- La mesure de la turbidité au droit des stations hydrométriques.

La première méthode est un moyen efficace permettant l'obtention des valeurs globales sur l'importance du transport solide par les oueds barrés, intégrant l'ensemble des phénomènes érosion-transport solide, y compris le charriage de fond. Elle a été utilisée pour mesurer l'envasement de six barrages en Tunisie. Elle présente l'inconvénient majeur qu'elle ne permet pas de connaître la variabilité temporelle du phénomène, puisque elle fournit des valeurs cumulées à partir de relevés fortement espacés (Demmak, 1982 ; Meddi, 1992). En Algérie, les mesures faites en 1961 dans les dépôts du Ksob, en 1964 dans les dépôts du Hamiz et Fodda ont mis en évidence une forte variation de la densité dans la zone des dépôts.

Tandis que, la deuxième méthode fait appel à des mesures instantanées et continues, peut-être plus astreignantes à la longue que les opérations de relevé des cuvettes. Elle ne concerne que les transports en suspension. Grâce aux mesures instantanées, elle permet:

- L'étude de la variation temporelle du phénomène ;
- L'analyse de l'influence des facteurs climatiques et morphométriques sur le transport solide en suspension, et l'établissement des abaques ou modèles mathématiques permettant d'évaluer les apports solides annuels.

L'inconvénient de cette méthode réside dans la non-uniformité et l'extrême variabilité temporelle de la concentration des sédiments en suspension dans la section de mesure. Cela est lié à la technique utilisée pour la détermination de la concentration, c'est-à-dire qu'on ne peut pas mesurer la concentration à tous les points de la section du cours d'eau, où la concentration varie.

La question essentielle dans tous les programmes de surveillance du transport solide est de savoir comment peut-on estimer celui-ci à moindre coût, sachant que le bilan exacte des matériaux en suspension transportés demeure inaccessible.

Outre, les erreurs analytiques produites, la majeure source d'erreur dans la mesure de la charge solide d'un cours d'eau est en relation avec la variabilité des concentrations en sédiment à travers le temps et la possibilité du programme d'échantillonnage de caractériser précisément cette variabilité.

II-1- MESURE DU TRANSPORT SOLIDE

Les matériaux solides sont habituellement classés en deux catégories (Bruk, 1986):

- Les matériaux fins, ayant un diamètre inférieur à 0,062 mm (les matériaux en suspension) ;
- Les matériaux grossiers ayant un diamètre supérieur à 0,062 mm (les matériaux charriés).

II-1-1- MESURE DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

Les matériaux fins sont facilement amenés en suspension par la turbulence de la rivière, et ils circulent à peu près à la même vitesse que l'eau (Benkhaled, 2006). La concentration des matériaux fins dans l'eau dépend de la quantité fournie par le bassin versant, quantité qui est elle-même liée aux précipitations. Cette concentration ne dépend qu'indirectement du débit ou de la capacité de transport du cours d'eau. Puisque la concentration en matériaux fins peut varier énormément avec le temps (des variations dans un rapport de 100 à 1000 sont fréquentes (Benkhaled, 2006)), la plupart des erreurs commises dans l'échantillonnage sont dues à un nombre de mesures insuffisant pour déterminer ces fortes variations.

Le calcul des concentrations en matériaux fins exige normalement le prélèvement d'un mélange d'eau et de matériau, le tri et la pesée des matériaux. La plupart des appareils fonctionnent manuellement. Le fait que les appareils de prélèvement de matériaux en suspension ne récoltent qu'un petit échantillon constitue un inconvénient. La plupart des méthodes traditionnelles de prélèvement est de calcul de la concentration exigent une grande quantité de matériaux, alors que les appareils électroniques récents n'ont besoin que d'un petit échantillon (Benkhaled, 2006).

Des appareils d'enregistrement de la concentration des matériaux fins en continu ou à des intervalles de temps très rapprochés ont été développés. D'autres instruments d'enregistrement ont été élaborés, dont les principes sont basés sur l'atténuation ou la diffraction de la lumière, le rayonnement nucléaire, ou le bruit (Guy, 1966). Malheureusement, il s'est avéré qu'aucun de ces instruments ne peut être très performants pour des applications spécifiques (Guy, 1978).

Puisque les matériaux sont transportés par des écoulements turbulents, les canaux alluviaux sont instables et les tailles des sédiments peuvent s'étendre des argiles aux rochers, l'échantillonnage de matériaux et les mesures de débit sont sujets à l'erreur de la variabilité temporelle. L'erreur est composée par la variabilité spatiale dans la section transversale de l'écoulement. Les fluctuations rapides du débit liquide et de la concentration ont été résolues par la mesure et le prélèvement fréquents en vue d'améliorer la précision des enregistrements des débits solides.

Le débit liquide de la concentration tend à changer rapidement après la phase de pointe. Les méthodes de mesure qui ont été conçues pour définir le débit solide durant l'écoulement permanent ne peuvent pas être appliquées pour des écoulements instables. Par conséquent, les méthodes doivent être élaborées en fonction de la résolution de temps pendant l'écoulement variant rapidement.

Si le débit liquide change rapidement pendant un écoulement d'averse, la concentration des sédiments en suspension changera aussi en réponse à l'érosion ou au dépôt. Les courbes de concentration souvent ne coïncident pas avec les hydrogrammes de crue, et des changements inattendus peuvent être détectés seulement par le prélèvement fréquent.

Bruk et al. (1981) font remarquer qu'il est important de mesurer simultanément la concentration et la vitesse du courant, afin d'obtenir une bonne corrélation entre la courbe mesurée et la courbe théorique de la concentration.

Des observateurs locaux sont employés pour rassembler des échantillons journaliers de sédiments en suspension aux stations de jaugeage située près de leurs habitations. Les échantillons ainsi rassemblés par ces observateurs sont une méthode commune pour obtenir des concentrations journalières de sédiments.

La méthode d'échantillonnage systématique du transport solide sur la plupart des cours d'eau algériens est l'échantillonnage uni ponctuel. Un échantillon est prélevé par l'observateur en un point de la section mouillée au niveau de la station hydrométrique (en général soit sur le bord, soit au milieu de la section). L'échantillon constitué d'un mélange (eau+sédiments) est prélevé à l'aide d'un flacon d'une contenance de 500 cl.

Les prélèvements sont plus nombreux en période de crue, alors qu'en étiage ou lorsque le débit liquide est constant au cours de la journée, un seul prélèvement est effectué (Licitri, 1971). La fréquence d'échantillonnage conditionne presque exclusivement la fidélité à la réalité de la courbe de variation du transport solide dans le temps et particulièrement pour la période des hautes eaux.

Cette méthode d'échantillonnage est utilisée au service hydrologique de façon systématique et routinière sur l'ensemble du réseau hydrométrique depuis plus de trente ans. La base de données utilisée dans cette étude a été constituée à partir de cette méthode.

La méthodologie de mesure adaptée sur le réseau concerne également l'analyse au laboratoire des échantillons prélevés (décantation et siphonage, filtrage, séchage à l'étuve, pesée).

Lors de l'évaluation de la précision relative des données recueillies, cette technique d'acquisition est souvent objet de critique. Touat (1989) a vérifié à partir de jaugeages de transports solides en suspension qu'un échantillon ponctuel prélevé en surface peut conduire à une sous-estimation du transport solide.

Il suggère que le procédé convenable consiste à la prise en considération d'un échantillon corrigé par un coefficient qui sera déterminé sur une quarantaine de jaugeages étalés sur deux ou trois ans. Le coefficient ainsi déterminé sera utilisé pour corriger la valeur des anciens échantillons ponctuels prélevés en appliquant la relation:

$$C = K \cdot C_p \quad (II \cdot 1)$$

Où,

C : la concentration corrigée;

K : le coefficient correctif ;

C_p : la concentration ponctuelle.

Demmak (1982) précise qu'en plus de la non uniformité de la concentration dans la section de mesure, une source d'erreur supplémentaire réside dans le fait que le flacon ne comporte pas de tube d'échappement d'air. La turbulence de l'air qui s'échappe à l'entrée du goulot entraîne une sélection des particules et influe par conséquent sur la représentativité de l'échantillon. Mais, malgré son caractère empirique, cette méthode fournit des résultats et des données exploitables sur de longues périodes, si l'échantillonnage est réalisé avec soin.

Les insuffisances de la méthode de calcul utilisée sont liées essentiellement à:

- La variabilité du phénomène dans le temps ;
- Un seul prélèvement est rarement représentatif de la concentration moyenne dans la section ;
- Les prélèvements sporadiques d'échantillons effectués soit par un observateur, soit par les équipes de mesures durant leurs visites aux stations à des intervalles prédéterminés sont insuffisants et ne correspondent pas aux périodes convenables ;
- Un grand nombre de concentrations faibles et insignifiantes est collecté. Les concentrations élevées n'étant mesurées qu'en de rares occasions.

Diverses méthodologies temporelles de collecte d'échantillons ont été employées dans le monde pour décrire le transport solide en suspension dans les petits cours d'eau.

Bien que les coûts de mettre en application, les différentes méthodologies changent. Celles-ci ont souvent les mêmes buts communs, tels que rechercher les concentrations maximales se produisant dans un cours d'eau où l'estimation de l'apport solide.

La conception de la technique de prélèvement la plus typique est fondée sur la collecte manuelle d'échantillons à période fixe pendant des périodes d'écoulement stable, complété par plusieurs échantillons prélevés grâce à des échantillonneurs automatiques pendant des écoulements variables.

Les turbidimètres ne sont utilisés qu'à titre expérimental sur des stations relativement bien étudiées (station Sidi Bel Attar sur le Chellif et stations Pont de la Traille et Lakhdaria sur l'Isser).

II-1-2- MESURE DU TRANSPORT SOLIDE DE FOND

Les matériaux fins sont facilement maintenus en suspension par la turbulence du cours d'eau alors que les grossiers ont tendance à se déposer au fond.

En fonction de leur granulométrie et de la turbulence du cours d'eau, les matériaux grossiers peuvent être dispersés verticalement d'une façon presque uniforme ou au contraire, se concentrer près du fond.

Les matériaux grossiers les plus petits sont transportés en suspension avec les matériaux fins et constituent avec eux la charge en suspension ou "wash load". Les autres matériaux, et notamment les plus gros, s'avancent par roulement, par glissement ou par saltation, et sont presque continuellement en contact avec le fond. Ces matériaux charriés constituent le débit charrié ou "bed load".

Bien que l'U.S. Geological Survey ait enregistré des valeurs pour le débit charrié qui vont de 01 % du débit solide total sur la rivière Tanana à 35 % du débit solide total sur la rivière East Fork (Emmet, 1980). Linsley et Franzini (1992) affirment que le débit charrié représente généralement entre 05 et 25 % du transport total de matériaux grossiers.

Le lit d'un cours d'eau comporte en général une grande quantité de matériaux grossiers. La vitesse de leur transport est donc déterminée par la capacité de transport du courant et non par la quantité de matériaux, comme c'est le cas pour les matériaux fins. La vitesse du transport des matériaux grossiers est liée au débit, mais, elle tend à varier considérablement dans le temps et selon la section du cours d'eau choisie.

La mesure du débit charrié est extrêmement difficile. Des échantillonneurs sont employés pour le mesurer. Malheureusement, la quantité de matériaux charriés est extrêmement sensible à la vitesse locale du courant, et il est impossible d'installer un appareil dans l'écoulement sans perturber la vitesse du courant près de l'appareil.

D'autres techniques sont employées, telles que les pièges à cailloux (Emmet, 1980), les itinéraires de traceurs (Sayre et Hubbel, 1963; Tool, 1976). Ces méthodes permettent d'obtenir des résultats relativement précis, mais elles nécessitent des prélèvements effectués pendant d'assez longues périodes. Le débit charrié est souvent calculé aussi à l'aide des formules basées sur les propriétés des matériaux solides et sur l'hydraulique des écoulements à surface libre. Le choix de telle ou telle formule est très difficile.

Cependant, avec l'avènement et le développement de l'informatique et de ses moyens de calcul, de grands progrès ont été accomplis. Parmi les équipements de mesures actuellement disponibles, on peut décrire:

- Les nasses constituées d'une poche de grillage montée sur un cadre métallique qui laisse passer les matières en suspension, mais retient les matériaux grossiers ;
- Les pièges constitués de récipients très aplatis de section longitudinale triangulaire dont le bord correspondant au sommet du triangle est dirigé vers l'amont. A l'opposé dans la partie supérieure aval du récipient, une série de petites cloisons inclinées vers l'aval constitue le piège où viennent se prendre les matériaux (sable essentiellement) ;
- Les sondeurs à ultrasons permettent de suivre le déplacement des dunes dans les fonds sableux à faibles pentes.

Hors les parcelles et des petits bassins versants dont les exutoires peuvent être équipés de pièges ou de fosses à sédiments, la mesure du transport de fond reste imprécise. Les dispositifs communément utilisés perturbent en effet de manière non négligeable le régime du transport de fond.

La plupart des formules ne doivent pas être utilisées en dehors des conditions dans lesquelles elles ont été établies. En général, elles sont établies avec des données expérimentales obtenues en laboratoire et, moins souvent, in situ.

La vérification de ces formules dans les cours d'eau naturels s'avère extrêmement délicate, car il est difficile de mesurer correctement le débit solide in situ. De plus, une évaluation est souvent subjective à cause de la délimitation entre les zones de mode de transport solide.

Pour apprécier la validité des formules, il est intéressant de comparer les résultats avec des mesures directes de débit solide dans la nature.

Le phénomène du transport solide est peu connu à cause des grandes difficultés rencontrées dans la réalisation des mesures directes. Ces difficultés augmentent en fonction des dimensions du matériau de fond, des sédiments transportés, ainsi que du fait qu'ils présentent toujours, une grande variabilité spatio-temporelle et une durée limitée en phase de crue.

II-2- METHODES D'EVALUATION DU TRANSPORT SOLIDE EN ALGERIE

II-2-1- EN SUSPENSION

En vue de la mesure de la turbidité des prélèvements d'échantillons, par des équipements spéciaux, au droit de la station de jaugeage à différentes positions, se font parallèlement au jaugeage de débits au moulinet (figure II.1).

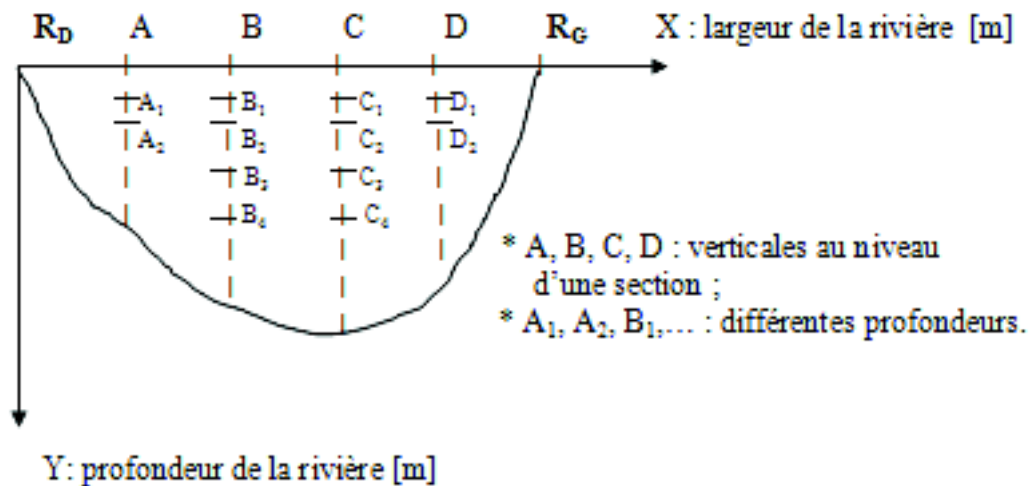


Figure II.1 : Répartition des verticales.

Sur un certain nombre de points répartis sur plusieurs verticales A, B, C, D, ... d'une section donnée, on mesure simultanément la vitesse V du courant avec un moulinet et la concentration C en g/m^3 des matériaux en suspension. En rapportant cette section à un système XOY, en abscisse, la largeur de la rivière (rive droite à rive gauche) et, en ordonnée, les profondeurs à partir de la surface de l'eau, n'importe quel point sera identifié.

Sur chaque verticale, on représente le débit solide rapporté à l'unité de surface qu'est le produit de la concentration C par la vitesse de l'eau V mesuré aux différentes profondeurs par des vecteurs horizontaux dirigés dans le sens du courant pour une verticale donnée (figure II.2).

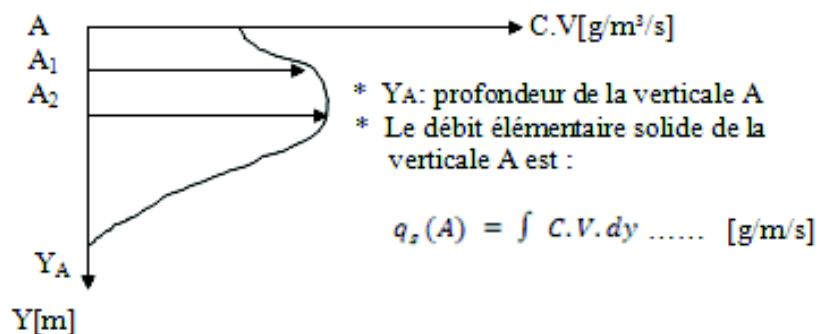


Figure II.2 : Epure du débit solide élémentaire.

On détermine graphiquement le débit solide en suspension par unité de largeur de la rivière au droit d'une verticale.

Le débit solide [kg/s] n'est que l'intégration des différents débits élémentaires des différentes verticales représenté sur un système d'axe xoy, où x est la largeur de la rivière et, Y le débit élémentaire q_x , le débit solide total Q_x est planimétré, c'est la surface comprise entre la courbe des débits élémentaires et l'axe x (figure II.3).

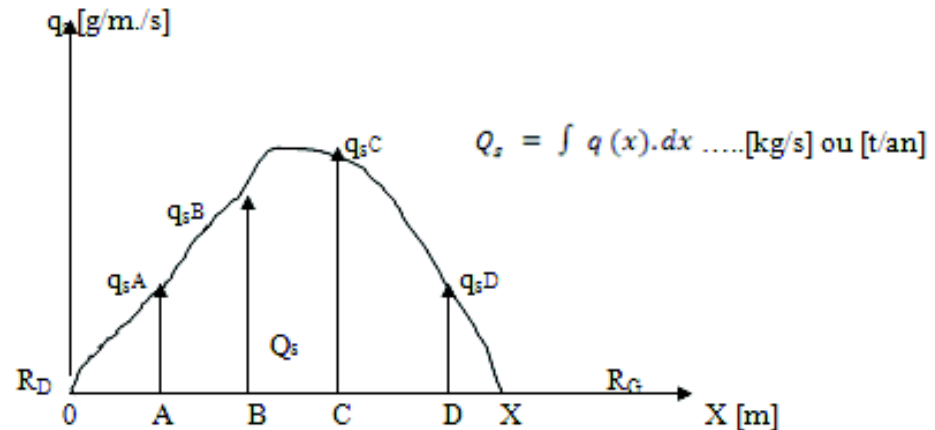


Figure II.3 : Epure du débit solide sur toute la section de mesure.

Pour la détermination de la concentration des matériaux en suspension, les prélèvements d'eau sont filtrés sur des filtres pesés au préalable, séchés à 100 °C à l'étuve et, par double pesée, le poids des matériaux en suspension est déterminé et ramené à l'unité de volume [g/m³; g/l; kg/m³], après calcination de la matière organique si elle existe.

Il existe plusieurs appareils de prélèvement d'eau pour la détermination de la concentration du transport solide en suspension entre autres, nous citerons:

- La turbidisonde Neyrpic pour le prélèvement d'échantillon en profondeur ;
- La turbidisonde OTT pour les prélèvements de plusieurs échantillons sur une verticale et qui s'adapte très bien au téléphérique. Seulement, c'est un appareil lourd et coûteux malgré sa bonne précision.

La méthode classique de prélèvement ébauchée plus haut, paraît rigoureuse à première vue mais son emploi est chargé d'inconvénients:

- Manipulation lourde et matériel cher ;
- Temps de mesure très long entre chaque point de prélèvement, il faut remonter le tout, vider ou changer de flacon preneur, ce qui en Algérie, où les crues sont rapides rend rédhibitoire cette technique en ne pouvant pas serrer les mesures dans le temps (particulièrement durant la montée ou la points de crue) ;
- La turbulence des rivières algériennes en crue permet d'émettre une hypothèse plausible sur une distribution homogène des concentrations due au brassage.

Pour surmonter ces limitations, des simplifications furent adoptées dans les cas normaux de mesures quantitatives. On prélève des échantillons à l'aide de bouteilles de 0,5 à 01 litre de capacité.

Les prélèvements doivent être effectués au centre de la section si la rivière est franchissable, mais en aucun cas dans une zone calme ou en surface. La fréquence des prélèvements sera fixée pour chaque station en fonction de la vitesse de montée et de descente des crues liée à la superficie des bassins et à l'intensité des crues.

Pour des raisons techniques, l'échantillonnage se fait en bordure, les valeurs de concentration instantanée, ainsi obtenues, sont utilisées pour l'étude de la variation temporelle du phénomène et la technique reste toujours limitée car elle ne permet pas une mesure intégrale de la concentration en tout point de la section de mesure.

II-2-2- DE FOND

Le charriage de fond est difficilement accessible à des mesures directes in situ sur les cours d'eau à régime torrentiel. L'efficacité des méthodes de mesure et d'évaluation, citées dans le paragraphe II.1.2, est de plus en plus significative si les prélèvements sont opérés en mode continue sur des périodes assez longues. Par défaut d'une telle organisation, à la fois technique et financière, ces dernières s'avèrent inapplicables en Algérie.

Cependant, des essais de prélèvement ont été effectués à travers quelques oueds en utilisant des techniques simples permettant de donner un ordre de grandeur des volumes charriés recueillis.

On retrouve par exemple:

- Les tranchées creusées dans le lit de l'oued perpendiculairement au courant, reçoivent les matériaux en mouvement. La valeur du charriage sur le fond est déterminée en mesurant la quantité de matériaux recueillis en un temps donné ;
- Méthodes cubatures, très sûre mais qui n'est pas toujours applicable car elle demande un grand travail topographique. On fait un relèvement du fond et on en suit l'évolution en calculant les volumes creusés ou déposés. Les relevés doivent se faire sur une distance en longueur du lit telle qu'aucun élément ne puisse lors d'une crue traverser la section observée et échapper ainsi à la mesure. Ceci est conduit surtout dans les torrents de montagne à des distances de plusieurs kilomètres. Cette méthode doit être complétée par une étude des fonds, de façon à déterminer les parties stables et celles susceptibles d'être mises en mouvement.

Toutefois, en laboratoire, le charriage a fait l'objet de nombreuses études expérimentales, mais face à une d'étude, les formules les mieux adaptées au problème, peuvent être utilisées à l'aide d'estimation de quelques paramètres propres au cas étudié, et déterminer théoriquement le volume de matériaux charriés qui transitera dans une section donnée de la rivière ou se déposera dans une retenue.

Le choix d'une relation appropriée devient encore plus difficile quand on ne dispose pas, comme c'est le cas, de mesure des quantités transportées dans le bassin à étudier. Plusieurs relations de calcul du charriage ont été vérifiées dans d'autres pays, mais on ne connaît pas assez bien leur performance sur des cas algériens.

CHAPITRE- III : CALCUL ET ESTIMATION DU TRANSPORT SOLIDE

INTRODUCTION

Le calcul du transport solide est le calcul du débit solide. Ce dernier est le volume de matériaux transportés par le courant par unité de temps. Il s'exprime en m^3/s . Il constitue

depuis longtemps un défi pour les ingénieurs et chercheurs, qui ont élaboré une panoplie complexe de méthodes et de formules pour faciliter ce travail. De nombreux hydrauliciens ont cherché à établir des relations permettant d'estimer le débit solide d'un cours d'eau, à partir de nombreuses mesures en modèle réduit ou sur des fleuves. Ces différentes formules donnent rarement des résultats comparables, car elles ont été établies dans des conditions différentes. Il n'y a pas de formule universelle de transport solide. On peut présenter ce calcul par un organigramme. Il est donné comme suit :

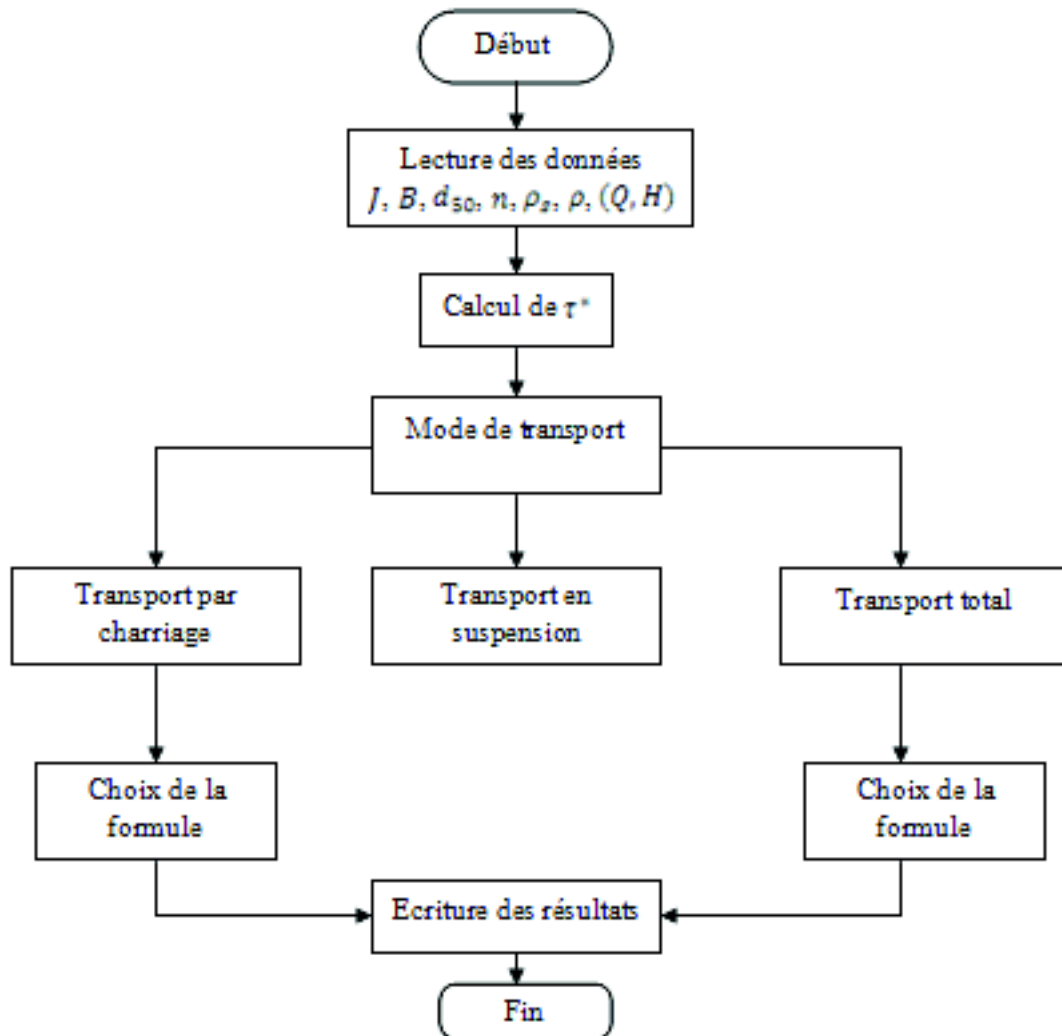


Figure III.1 : Organigramme principal du calcul de transport solide.

III-1- CALCUL DU DEBIT SOLIDE EN SUSPENSION

Le calcul du débit solide en suspension est basé sur la mesure du débit liquide de l'écoulement puisque:

$$Q_s = C \cdot Q_l \quad (III \cdot 1)$$

Où,

Q_s : débit solide en suspension [kg/s] ;

Q_l : débit liquide [m^3/s] ;

C : concentration ou turbidité [g/l].

Si les sédiments en suspension étaient uniformément distribués dans la section du cours d'eau, un échantillon prélevé à n'importe quel point dans la section donnerait une mesure de la concentration moyenne des sédiments suspendus. Mais, cette concentration connaît une variabilité spatiale et temporelle. En effet, la concentration en sédiments varie le long d'une section de mesure, du fond du cours d'eau vers la surface et d'un instant à l'autre.

La principale difficulté de mesure des concentrations réside donc dans le prélèvement d'un échantillon qui représente fidèlement l'écoulement; d'où le caractère approché de cette méthode.

L'évaluation des apports solides journaliers, mensuels et annuels des cours d'eau algériens est effectuée par les services de l'agence nationale des ressources hydriques (l'A.N.R.H.) de la même manière que pour les apports liquides sur la base d'un dépouillement des enregistrements limnigraphiques. Pour une station hydrométrique donnée, on sélectionne les journées de crues pour lesquelles un nombre suffisant et représentatif de prélèvements a été effectué permettant une bonne reconstitution du turbidigramme.

Un organigramme de la méthode de calcul d'un débit solide (Demmak, 1982) est donné comme suit (figure III.2):

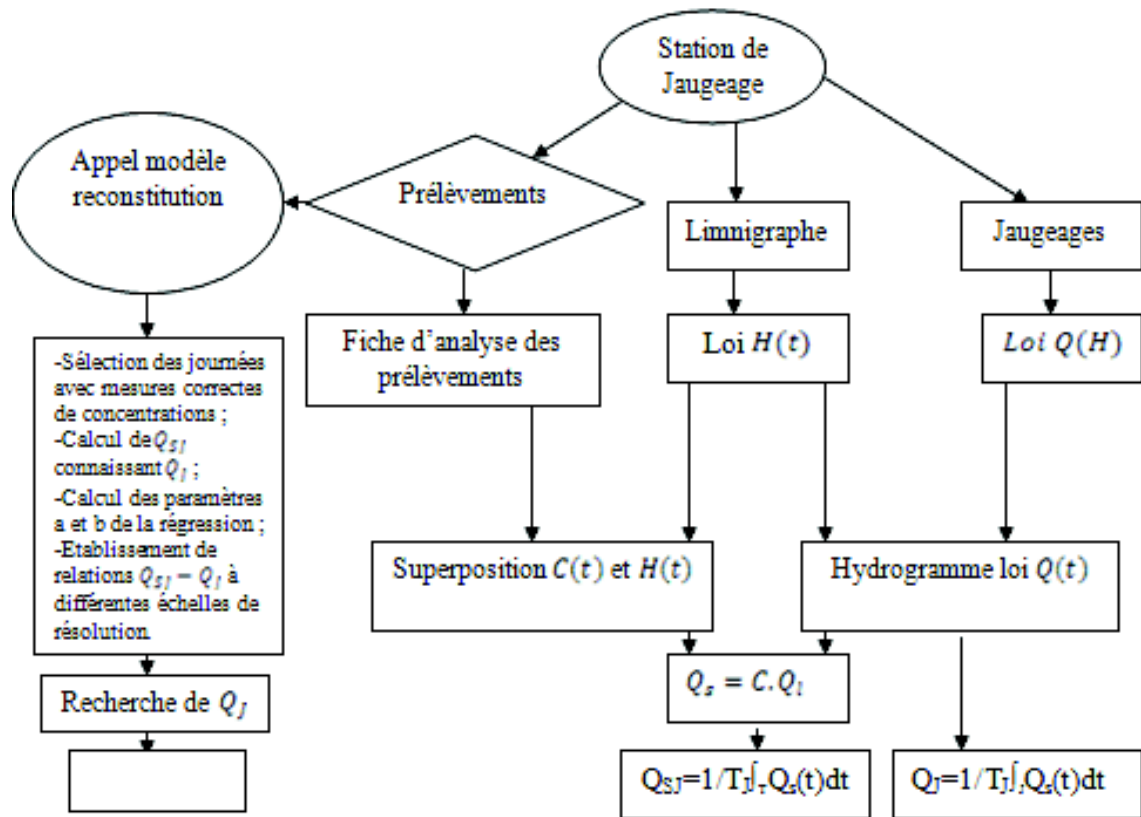


Figure III.2 : Organigramme de calcul d'un débit solide moyen journalier (Demmak, 1982).

Cette méthode opérationnelle, bien qu'automatisée s'avère insuffisante et limitée en raison du caractère aléatoire du phénomène, du système de collecte d'échantillons qui raréfie le prélèvement des concentrations élevées et enfin des lacunes inévitables au sein des séries d'observations.

L'équation III.1 est traduite par une relation curviligne entre les mesures du débit liquide et le débit solide. Elle est dérivée sur papier logarithmique. La relation est ainsi appliquée aux débits liquides pendant des périodes où le débit solide ne peut pas être calculé directement.

III-1-1- ESTIMATION DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

Si les enregistrements du débit liquide et de la concentration des sédiments en suspension sont continus à la fois, l'estimation de la charge annuelle du transport solide d'un cours d'eau sera assez simple. Malheureusement, l'enregistrement continu n'est pas disponible d'où on utilise des méthodes indirectes.

Il existe deux approches d'estimation. L'une est le produit du débit annuel avec la concentration moyenne (équation III.1), l'autre utilise la courbe du transport solide (Fergusson, 1987; Gordova et Gonzalez, 1997). La première a montré qu'elle conduisait à des erreurs sérieuses lorsque les conditions d'écoulement varient dans une large proportion et l'échantillonnage est non intensif tandis que la deuxième est par conséquent la plus largement utilisée.

Les concentrations en MES (matières en suspension) sont corrélées aux débits liquides journaliers par une équation de type (Wood, 1977; Walling et Webb, 1981; Etchanchu et Brobst, 1986):

$$C = a \cdot Q^b \quad (III \cdot 2)$$

Où,

C : concentration en MES [g/l];

Q : débit moyen journalier [m^3/s];

a et b : coefficients empiriques (paramètres propres au bassin versant considéré).

La relation (III.1) ou (III.2) peut servir de base pour:

- Le comblement des lacunes d'observation et par suite, l'évaluation des apports solides à différents pas de temps ;
- L'amélioration des paramètres statistiques des séries courtes de débits solides par corrélation avec les séries longues de débits ;
- L'analyse du phénomène du transport solide.

La formule (III.2), communément appelée courbe du transport solide (Campbell et al., 1940; Crawford, 1991) peut s'écrire sous une autre forme en liant le débit solide au débit liquide. Elle est comme suit:

$$Q_s = a \cdot Q^b \quad (III \cdot 3)$$

Où,

a et b sont estimés par régression linéaire des variables transformées en logarithme et, le débit liquide est considéré comme variable indépendante (Phillips et al., 1999; Asselman, 2000) selon l'équation:

$$\log Q_s = \log a + b \cdot \log Q \quad (III \cdot 4)$$

L'équation (III.4) suppose qu'une transformation en coordonnées logarithmiques des données de débit et de concentration est exigée avant toute éventuelle analyse. Bien que l'exactitude de cette approche ait été remise en cause (Walling, 1977), son application semble être appropriée pour plusieurs objectifs (Campbell et Bauder, 1940; Miller, 1951; Colby, 1956; Glysson, 1987; Crawford, 1991). L'équation a une longue histoire du développement et d'utilisation due à sa facilité relative d'application et de flexibilité.

La formule (III.3) a été écrite de différentes manières, bien que simple en théorie. Elle pose en réalité de nombreux problèmes au niveau de l'évaluation critique des données d'entrée et l'appréciation de ses limites d'application. Par exemple, concernant les débits liquides, il peut s'agir soit des données instantanées, soit des débits moyens journaliers, mais beaucoup de chercheurs ont utilisé des débits moyens mensuels ou annuels aussi bien pour le débit liquide que pour la charge solide (White, 1986). Une courbe de transport solide élaborée à partir de données instantanées est théoriquement inapplicable au calcul direct des débits solides à partir de débits journaliers sauf pour les journées où les débits sont restés constants.

Fergusson (1986) a démontré que cette équation sous-estimait le débit solide jusqu'à 50% et a proposé un facteur correctif basé sur des considérations statistiques.

Plusieurs auteurs (Walling et Webb, 1988; Asselman, 2000) en comparant les données observées et prévues de concentration dans le nuage de points autour de la droite de régression aussi bien sur l'échelle arithmétique que sur l'échelle logarithmique ont trouvé que les courbes de transport solide peuvent sous estimer substantiellement les

concentrations réelles. Plusieurs méthodes ont été appliquées pour compenser cette estimation arbitraire (Cohn, 1995). Ces méthodes incluent la séparation du nuage de points en groupes de données saisonniers par exemple sur le tracé log-log, le développement de divers facteurs de correction, ou l'emploi d'équations de régression non linéaire (Duan, 1983; Fergusson, 1986; Walling et Webb, 1988; De Vries et Klavers, 1994; Phillips et al., 1999; Asselman, 2000).

Dans le cas de la division du nuage de points en plusieurs groupes de points, chaque groupe peut être alors représenté par une relation séparée qui a généralement un coefficient de corrélation plus élevée que la courbe de transport solide initiale calculée sur l'ensemble des points.

La courbe d'estimation est simple, et, en incluant des variables additionnelles de régression (Cohn et al., 1992), peut être facilement modifiée pour expliquer la variabilité associée à la dépendance non linéaire de l'écoulement.

III-1-1-1- Le Concept de la charge solide

Le concept de base de la charge solide d'un cours d'eau est trompeusement simple. La charge solide est la masse ou le poids de sédiments qui passe une section transversale du cours d'eau durant une période de temps donnée. Les charges sont exprimées en unités de masse (par exemple, tonnes, kilogrammes,...), mais l'intervalle de temps durant lequel la charge se produit est toujours implicite et devrait être claire dans le contexte. Un concept relatif est celui du débit liquide qui est le volume d'eau qui passe une section transversale du cours d'eau dans une quantité de temps donnée (Benkhaled, 2006).

Les flux pendant les événements d'averses et de fusion nivale sont souvent de plusieurs ordres de grandeur plus grands que ceux pendant les périodes de basses eaux. Il n'est pas rare de trouver que 80 à 90 % ou plus de la charge solide annuelle est atteinte durant les 10% du temps, avec des flux les plus élevés (Richards, 2001). Par conséquent, on imagine difficilement que prélever un échantillon pendant ces périodes est critiquable, si une évaluation précise de charge doit être obtenue.

Plusieurs aspects du problème de l'estimation de la charge solide en suspension sont liés au type de résolution temporelle des données. La qualité de l'estimation de la charge diminue à mesure que la résolution du temps des données devient plus faible. La variabilité des données est généralement beaucoup plus grande pour des résolutions fortes (journalière ou instantanée). Les échelles temporelles faibles (par exemple, mensuelles ou saisonnières) peuvent constituer des contributions à l'erreur de l'estimation de la charge de sédiments (Benkhaled, 2006).

Les séries mensuelles, sous-estimeraient les charges de sédiments dans le cas où elles n'incluent aucune observation sur les averses et précisément les pics.

Il est clair de ce qui précède que beaucoup d'échantillons seront nécessaires pour obtenir de manière précise et fiable la charge solide réelle. La fréquence des prélèvements a donc créé le problème de base de l'estimation de la charge en suspension.

Les mesures de concentration en Algérie ne sont pas coûteuses si l'on considère l'échantillonnage uni ponctuel. Elle se fait en parallèle avec le transport salin. L'obtention des mesures de concentration implique habituellement de prendre des échantillons d'eau à un laboratoire pour l'analyse chimique. De telles mesures peuvent être faites avec la même fréquence que des mesures de débit, et sont peu coûteuses en regard de l'investissement initial dans l'équipement.

III-1-1-2- Conditions d'une approche pratique pour l'estimation de la charge solide

La littérature sur l'estimation du transport solide contient un certain nombre de publications rapportant d'intéressantes études dans lesquelles les détails du transport solide dans un cours d'eau ont été soigneusement établis et résolus sous forme d'un modèle très précis d'estimation du débit solide pour ce cours d'eau.

D'autres articles décrivent les procédures élaborées de prélèvement ainsi que des aspects problématiques du transport solide dans les cours d'eau. Tandis que de telles études sont les contributions valables à notre connaissance d'estimation de la charge solide en suspension, elles sont souvent difficiles et chères à mettre en application, et exigent parfois l'évaluation et la modification continues afin de fournir des résultats corrects et précis.

D'une façon générale, l'approche de l'estimation de la charge solide en suspension doit être aussi précise et exacte pour le nombre d'échantillons prélevés c'est-à-dire aussi efficace que possible. Walling et Webb (1981) ont montré dans une étude de simulation que le produit du débit annuel et de la concentration moyenne était fortement décentré mais assez précis, et ont souligné qu'il pourrait être utile pour des études de tendance, malgré la déviation systématique.

III-1-1-3- Méthodes d'estimation des charges solides

Plusieurs approches ont été utilisées pour calculer des charges solides à partir des données observées de concentration et de débit. Certaines sont plus précises que d'autres; certaines sont seulement appropriées sous des conditions spéciales. Cette brève revue est destinée à indiquer la diversité des approches qui sont employées. Parmi les méthodes, on cite:

a- Méthode numérique

L'approche la plus simple est l'intégration numérique directe. La charge totale est donnée par:

$$\text{Charge} = \sum_{i=1}^n C_i Q_i t_i \quad (\text{III} \cdot 5)$$

Où,

C_i est la concentration du nième échantillon; Q_i est le débit correspondant; et t_i est l'intervalles de temps représenté par le nième échantillon, donné par $t_{i+1} - t_{i-1}$. Il n'est pas exigé que t_i soit le même pour chaque échantillon.

L'intégration numérique est seulement satisfaite si la fréquence de prélèvement est élevée (souvent de l'ordre de 100 échantillons par an ou plus), telle que la majorité des évènements d'écoulement sont bel et bien prélevés. Roman-Mas et al. (1994) ont suggéré qu'une fréquence suffisante de prélèvement pour obtenir 20 échantillons pour un hydrogramme typique de ruissellement ait été nécessaire afin d'obtenir des estimations de charge avec une erreur inférieure à 05 %. Yaksich et Verhoff (1983) suggèrent 12 échantillons sur l'hydrogramme.

b- Méthode de "moyenne"

L'approche la plus simple de multiplier la concentration moyenne pour une certaine période par le débit moyen journalier pour chaque jour dans la période de temps afin d'obtenir une succession de charges journalières (unitaires) estimées.

Une autre approche implique de multiplier la concentration observée moyenne par le débit moyen basé sur tous les jours de l'année pour obtenir une charge "moyenne" journalière, qui est alors convertie en charge totale. D'autres variantes sont la concentration moyenne mensuelle fois le débit moyen pour le mois considéré, la concentration moyenne saisonnière fois le débit moyen saisonnier, etc... Plusieurs de ces approches sont décrites et évaluées par Dolan et al. (1981) et Walling et Webb (1981).

D'une façon générale, cette approche tend à être biaisée si la concentration est corrélée avec le débit: la charge calculée est trop petite si la corrélation est positive et trop élevée si la corrélation est négative. Cependant, quelques techniques de cette approche ont montré la précision relativement élevée dans quelques études, et pourraient être utiles dans des situations spéciales, par exemple si le but est de détecter une variation de la charge, et détecter la variation est parfois plus important que la connaissance de la grandeur réelle de la charge.

c- Méthode d'intervalle de débit

Cette technique est semi-graphique (Yaksich et Verhoff, 1983). Elle commence par le report sur un graphique des flux instantanés observés dans l'année en fonction des débits instantanés. Le graphique est divisé en plusieurs intervalles de taille uniforme couvrant la gamme des débits moyens journaliers pour tous les jours de l'année. Pour chaque intervalle, le flux moyen est calculé et le nombre de jours avec des débits moyens journaliers dans l'intervalle est déterminé. La charge d'intervalle est calculée comme produit du flux moyen, du nombre de jours dans l'intervalle, et du facteur approprié de conversion d'unités. La charge annuelle est calculée en additionnant les charges d'intervalle.

d- Méthode de régression

Elle développe une relation entre la concentration et le débit basé sur les échantillons prélevés, puis emploie la relation pour estimer une concentration représentative durant les jours où il n'y a pas eu de prélèvements. L'estimation s'effectue en utilisant le débit moyen journalier comme entrée dans l'équation de régression. Des relations multivariées de régression ont été développées dans certaines études. La relation est parfois développée en utilisant le flux et le débit plutôt que la concentration et le débit, mais les résultats sont identiques (White, 1986).

La plupart des estimateurs de régression sont basés sur un modèle de régression linéaire, bien que ceci soit souvent appliqué après transformation. La transformation logarithmique est fréquemment employée, parce que beaucoup de paramètres environnementaux ont approximativement une distribution log-normale. Les relations de régression entre la concentration ou le flux et le débit après transformation log s'appellent souvent les courbes d'étalonnage ou courbe de transport solide dans la littérature spécifique.

Un problème généralement rencontré avec les estimateurs de régression est ce qui est communément appelé la retransformation de la déviation systématique ou biais, qui peut mener à de grandes erreurs dans les charges estimées. Fergusson (1986, 1987) et Koch et Smillie (1986) ont discuté de ce problème et ont développé des solutions à ce type de problème. Des chercheurs de l'U.S. Geological Survey ont développé les techniques de retransformation qui sont en grande partie indépendantes du biais.

On signale que la méthode de régression est la plus utilisée et qui est recommandées à l'usage des hydrologues et statisticiens d'où on la détailler plus dans le III.2.5.

e- Echantillonnage proportionnel au débit

C'est une approche totalement différente, mécanique plutôt que mathématique, qui suppose essentiellement qu'on peut obtenir un ou plusieurs échantillons couvrant la période entière considérée. Chaque échantillon représentant un débit connu avec une concentration proportionnelle à la charge qui a transité par le point de prélèvement pendant le remplissage de l'échantillon. Si cette hypothèse est rencontrée, la charge pour chaque échantillon est facilement calculée comme étant le débit fois la concentration, et la charge totale pendant l'année est obtenue par addition. En principe, c'est une méthode très efficace et rentable pour obtenir une charge totale.

III-1-2- PERFORMANCES DES METHODES

Certaines méthodes d'estimation des charges solides en suspension fournissent une mesure de l'incertitude de l'estimation de charge. En outre, les évaluations d'incertitude de différentes méthodes de calcul de charge ne peuvent pas être directement comparées, parce qu'elles reflètent différents genres d'"erreurs". Si on s'intéresse à la charge annuelle pendant cette année, on ne considérera pas ceci comme étant une source d'erreur, mais plutôt une partie de la variation normale du système que nous étudions. Il est préférable de confiner la notion d'erreur à la différence entre les charges moyennes journalières estimées et les charges réelles moyennes journalières (inconnues), une différence qui est due seulement au prélèvement et à l'erreur analytique.

Pour ces raisons, les mesures d'incertitude ne fournissent pas le moyen fiable de choisir entre les méthodes. En conséquence, l'évaluation des méthodes d'estimation de charge doit se fonder sur des études comparatives dans lesquelles plusieurs méthodes sont employées pour calculer les charges à partir des mêmes données, et les résultats sont comparés à la charge "vraie" qui est indépendamment connue.

Il y a des avantages et des inconvénients à chaque méthode, et plusieurs études des approches d'estimation des charge ont été publiées (Dickenson, 1981; Dolan et al., 1981; Richards et Holloway, 1987; Walling, 1978; Walling et Webb, 1988; Young et al., 1988; Preston et al., 1989, 1992; Burn, 1990; Kao, 2001; Horowitz, 2002).

Plusieurs points de consensus émergent de ces études:

- La précision et l'exactitude augmentent avec l'augmentation de la fréquence d'échantillonnage ;
- Les méthodes de moyenne sont généralement décentrées, et le biais augmente à mesure que la taille de la moyenne augmente. Par exemple, une charge mensuelle peut être calculée en multipliant la concentration moyenne pour le mois par le débit du mois, et une charge saisonnière peut être pareillement dérivée en utilisant le débit saisonnier et la concentration moyenne. En général, la charge annuelle qui est la somme des quatre charges saisonnières sera plus décentrée que la charge annuelle qui est la somme des 12 charges mensuelles ;
- Dans la plupart des études, l'approche de régression est plus performante que l'approche par moyenne ;
- Les approches de régression sont performantes si la relation entre le débit et la concentration est suffisamment bien définie, linéaire dans toute la gamme des débits, et constante tout au long de l'année. Cependant, l'approche de régression peut mener à de grandes erreurs dans les charges estimées si les données disponibles contiennent les observations peu communes qui tombent loin de la tendance du reste des données, particulièrement si ceux-ci sont associés aux débits élevés.

III-1-3- LA METHODES DE REGRESSION

III-1-3-1- Description générale

La relation de régression est développée entre la concentration et le débit, basée sur les jours où des échantillons sont obtenus. Cette relation peut impliquer la régression simple ou multiple, et la concentration ou le flux peuvent être employée comme variable dépendante. Dans la plupart des applications, la concentration (ou le flux) et le débit sont transformés en log pour créer un ensemble de données mieux approprié à l'analyse de régression. La relation de régression peut être basée entièrement sur les échantillons de l'année en cours ou sur des échantillons recueillis durant les années précédentes ou les deux à la fois. Le temps peut être employé comme variable pour expliquer des tendances linéaires possibles.

Une fois le rapport de régression est établi, il est employé pour estimer des concentrations pour chaque jour où un échantillon n'a pas été pris. La charge totale est calculée par addition des charges journalières, obtenue en multipliant la concentration mesurée ou estimée par le débit.

III-1-3-2- Hypothèses

Les approches de régression supposent seulement qu'il y a une relation linéaire entre une variable dépendante, concentration ou flux, et une ou plusieurs variables indépendantes, typiquement le débit. La concentration, le flux, et le débit sont souvent transformés en log, en utilisant les logarithmes naturels ou les log à base 10, pour créer une relation plus linéaire et/ou pour réduire l'influence des concentrations les plus élevées.

Quand les transformations log sont appliquées, la transformation inverse (élévation à une puissance) est exigée pour obtenir des concentrations estimées, puisque le modèle de régression rapporte des estimations de concentration logarithmique, et non la concentration elle-même. Cette transformation crée une déviation systématique (biais) dans les charges, et d'autres suppositions doivent être faites et validées au sujet de la distribution des résidus des concentrations estimées afin de corriger la déviation.

III-1-3-3- Méthodologie d'échantillonnage

Le but de l'échantillonnage est de caractériser minutieusement la relation entre le débit et la concentration (ou le flux). Cependant, il est difficile de traduire ceci en rapport statistique qui peut être employé pour calculer le nombre d'échantillons exigés. Cohn et al., (1992) ont utilisé 75 échantillons pour établir leurs modèles de régression. Ils recommandent que les échantillons soient prélevés sur une période de deux ans, environ la moitié de ces échantillons rassemblés pendant les périodes de hautes eaux, et l'autre moitié sélectionnée au hasard ou en intervalle fixe entre les échantillons.

Puisque le but de l'échantillonnage est de caractériser de manière approfondie la relation entre le débit et la concentration ou le flux, le programme devrait être conçu pour obtenir des échantillons sur la gamme entière des débits prévus. Si les différences saisonnières dans le rapport de débit /concentration sont possibles, la gamme entière des débits devrait être échantillonnée dans chaque saison.

La relation concentration-débit dans un événement averse-crue est d'habitude beaucoup plus homogène que celle dans différents événements averses-crues. Pour cette raison, il est important d'éviter d'échantillonner une ou deux averses dans le détail, plutôt que de prélever beaucoup d'averses avec peu d'échantillons par averse.

L'estimation de la charge solide en suspension par la méthode de régression a été toujours faite sans calculs stratifiés. Cependant, Walling et Webb (1981) ont démontré qu'on pouvait réduire le biais et augmenter la précision, en augmentant le nombre d'échantillons en période de hautes eaux et en calculant les relations de régressions séparément pour l'hiver et l'été, les hautes eaux et les basses eaux.

III-1-3-4 Méthode d'estimation de la charge

Le nombre désiré d'observations de concentration instantanée et de débit est en fait réparti sur le régime d'écoulement. Ces données sont employées pour établir une relation de régression de la forme:

$$C = a \cdot Q + b \quad (III \cdot 6)$$

Où, C est la concentration, Q est le débit, a est la pente de la droite, et b est une constante. Les paramètres a et b sont déterminés par la méthode des moindres carrés. Une fois que la relation de régression est calculée, elle est employée pour estimer des concentrations pour chaque jour de l'année, en substituant le débit moyen journalier dans l'équation, en résolvant la concentration estimée, on aura :

$$\hat{C} = a \cdot \bar{Q} + b \quad (III \cdot 7)$$

Où, \hat{C} est employé au lieu de C pour rappeler que la concentration est une estimation, et \bar{Q} est utilisé au lieu de Q pour désigner le débit moyen journalier et non le débit instantané.

De ce fait, la charge annuelle est calculée par addition des flux journaliers basés sur les charges solides journalières estimées et les débits moyens journaliers, appliquant un facteur de conversion k pour le changement des unités, d'où :

$$Charge = k \sum_{i=1}^{365} \hat{C}_i \cdot \bar{Q}_i \quad (III \cdot 8)$$

III-1-4- METHODES DE CORRECTION DES COURBES DE TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

Les hydrologues et les géomorphologues ne semblent actuellement plus ignorer le biais, et les moyen de le corriger, quoiqu'il soit bien connu aux statisticiens de puis longtemps. L'existence de biais signifie que beaucoup de résultats édités pour des charges de cours d'eau sont sous-estimés et nécessitent la correction. Le degré de la sous-estimation varie d'un cours d'eau à un autre et pour différents types de charge dans le même cours d'eau.

Le biais statistique intervient lors de la retransformation de l'équation (III.4) en équation (III.3), même si une loi en puissance telle que (III.3) est la forme fonctionnelle correcte pour la relation entre Q_s et Q . La régression $\log - \log$ (III.4) assure que la moyenne résiduelle de l'échantillon est zéro. Si la relation de $\log Q_s - \log Q$ est réellement linéaire avec une dispersion aléatoire, la valeur prévue de $\log Q_s$ donnée par (III.4) est la moyenne arithmétique de la distribution conditionnelle de $\log Q_s$ à $Q = Q_i$. Cependant, la valeur prévue de Q_s donnée par la relation (III.3), est la moyenne géométrique, non arithmétique, de la distribution conditionnelle de Q_s à $Q = Q_i$. La moyenne géométrique est nécessairement plus petite que la moyenne arithmétique.

Les estimations de débits solides en suspension sont souvent dérivées des données périodiques en utilisant des modèles de régression. Plusieurs des modèles de régression utilisés impliquent la transformation dans l'espace logarithmique mais les résultats finaux sont souvent exigés d'être dans les unités originales. Donc, la retransformation des données de débit solide est nécessaire. Cette retransformation implique " un problème de correction biaisé " qui a suscité beaucoup d'attention.

La comparaison des estimations des courbes de transport solide et des mesures directes de charge solide en suspension montre que les méthodes des courbes de transport solide peuvent être décentrées et fortement variables (Colby, 1956; Walling, 1977). Dans les études avec données de terrain (Walling et al., 1981; Fenn et al., 1985), ces biais ont parfois excédé 50 %. En outre, les estimations de courbes de transport solide dépendent du protocole de prélèvement (Bennett et Sabol, 1973; Beschta, 1978; Thomas, 1988). Des méthodes pour corriger la déviation systématique ou biais dans les données logarithmiquement transformées ont été suggérées comme solution (Fergusson, 1986, 1987). Cependant, bien que la correction biaisée soit avantageuse, elle ne rectifie pas les problèmes dans les estimations obtenues à partir des modèles mal ajustés (Thomas, 1985, 1988; Koch et Smillie, 1986; Walling et Webb, 1988). Cohn et al. (1992) précisent que certaines estimations corrigées semblent ne pas être sérieusement affectées par le manque d'ajustement, mais ceci a été démontré pour un échantillon de données de courbe de transport solide plutôt qu'un hydrogramme complet. La concentration des sédiments en suspension dépend en réalité de facteurs autres que la débit mesuré simultanément (Rieger et olive, 1984), et les courbes de transport solide, reflètent rarement la dynamique du bassin versant à donner des estimations fiables d'apports solides.

Trois méthodes pour compenser ce biais sont en général utilisées: l'estimateur de quasi-maximum de vraisemblance (QMV), l'estimateur non biaisé de variance minimum (MVUE), et l'estimateur de Duan. Deux de ces méthodes sont recommandés par Cohn et Gilroy (1991). Ces deux méthodes sont l'estimateur non biaisé de variance minimum (MVUE) quand la distribution des erreurs est supposée normale et l'estimateur de Duan pour les situations dans lesquelles la distribution non-normale des erreurs est identifiée.

III-1-4-1- Estimateur du quasi-maximum de vraisemblance (QMV)

C'est une méthode paramétrique qui fournit une évaluation biaisée. Il est à noter que le calcul pour la correction biaisée est effectué sur chaque valeur journalière. Par conséquent, cette méthode est particulièrement utile s'il y a une grande variance dans les débits

journaliers, si l'intervalle de prévision change considérablement sur la gamme des données ou si plusieurs des prévisions sont faites vers les extrémités de la relation. Identifiant le biais de la méthode de courbe de transport solide, Fergusson (1986) recommande:

$$\hat{C}_{SMV} = \hat{C}_S \cdot e^{\frac{S^2}{2}} \quad (III \cdot 9)$$

Où,

\hat{C}_{SMV} : débit solide estimé à l'aide de l'estimateur quasi-maximum de vraisemblance (QMV) ;

\hat{C}_S : débit solide estimé à partir de la courbe d'estimation ;

S^2 : l'erreur quadratique moyenne de la régression.

Bien qu'utilisée intensivement, cette méthode n'est pas généralement recommandée car les résultats ne sont pas des évaluations biaisées et la méthode sur évalue souvent les corrections pour le biais de haut en bas de la courbe d'estimation (Cohn et Gilroy, 1991). Cette méthode de QMV peut convenir si les débits prévus sont dans l'intervalle d'une série de données assez calibrage et l'erreur quadratique moyenne de l'échantillon S^2 est un estimateur satisfaisant pour l'erreur quadratique moyenne de la population.

III-1-4.2- Estimateur de Duan

Thomas (1985), Koch et Smillie (1986) recommandent l'estimation de Duan (1983), une fonction non paramétrique de retransformation appropriée pour des distributions non-normales des erreurs. L'estimateur de Duan est une méthode non paramétrique qui est basée sur l'équation:

$$\hat{C}_{SDuan} = \hat{C}_S \cdot \left[\frac{\sum_{i=1}^N e^{\varepsilon_i}}{N} \right] \quad (III \cdot 10)$$

Où,

\hat{C}_{SDuan} : débit (charge) solide estimé en utilisant l'estimateur de Duan ;

ε_i : résidus de la régression aux moindres carrés. Ce sont les différences dans les logarithmes normaux du débit solide mesuré et calculé.

$$\text{L'estimateur de Duan est exprimé par } \beta = \frac{\sum_{i=1}^N e^{\varepsilon_i}}{N} \quad (III \cdot 11)$$

C'est l'équivalent de la moyenne exponentielle des résidus.

C'est une méthode qui exige seulement l'hypothèse que les résidus sont indépendants et identiquement distribués mais ils peuvent suivre n'importe quelle distribution. Quand les résidus sont normalement distribués, elle est aussi performante que MVUE (Cohn et de Gilroy, 1991). En outre, cet estimateur peut être généralisé aux transformations autres que le logarithme. Par exemple, si la fonction de transformation est la racine ou l'inverse, alors la fonction utilisée est l'inverse de la transformation choisie.

III-1-4-3- ESTIMATEUR NON BIAISE DE VARIANCE MINIMUM (MVUE) APPELE AUSSI ESTIMATEUR BRADU-MUNDLAK

Dans cette méthode, la correction biaisée est appliquée à chaque débit journalier pour la période considérée dans les calculs utilisant l'expression suivante:

$$\hat{C}_{SMVUE} = \hat{C}_{S(t)} \cdot g_m \quad (III \cdot 12)$$

et,

$$g_m = \frac{m+1}{2m} \cdot (1 - V) S^2 \quad (III \cdot 13)$$

où,

\hat{C}_{SMVUE} : débit solide estimé pour le jour à l'aide de l'estimateur non biaisé de variance minimum ;

$\hat{C}_{S(t)}$: charge solide estimée à partir de la courbe de transport pour chaque jour (t) ;

g_m : est une fonction introduite par Finney (1951) et utilisée par Bradu et Mundlak (1970). Cette fonction peut être évaluée par un programme machine (Cohn et al., 1989) ;

m : degré de liberté de l'équation de régression ;

V : estimation de la variabilité à une valeur donnée de débit liquide et calculée par l'équation suivante:

$$V = \frac{1}{N} \cdot \frac{(\ln Q^* - Q)^2}{Q_{var}} \quad (III \cdot 14)$$

Où,

Q^* : débit moyen journalier pour le jour où la charge est prévue ;

Q_{var} : variance des débits instantanés utilisés dans la régression ;

N : nombre de points de données utilisés dans la régression.

L'estimateur non biaisé de variance minimum (MVUE) peut être évalué en utilisant un programme machine.

Les trois méthodes de correction biaisée donnent des résultats presque identiques dans les conditions suivantes:

- Le modèle assumé linéaire est approximativement correct ;
- Il y a un échantillon raisonnablement grand pour calibrer le modèle de régression c'est-à-dire 30 observations ou plus ;
- Le modèle n'est pas employé pour extrapoler au delà de la gamme des données utilisées pour le calibrage du modèle. Par exemple, si seulement des données de débit faible sont employées pour calibrer le modèle de régression, alors les méthodes produiront différents bilans estimatifs de charge pour des périodes d'écoulement élevés.

Si la première condition est satisfaite, l'estimateur MVUE est le meilleur. Là, où la deuxième et la troisième condition sont également satisfaites, l'estimateur QMV peut être un bon choix parce qu'il est relativement facile de calculer et se rapproche étroitement de MVUE. Là, où des résidus de régression ne sont pas normalement distribués, l'estimateur non

paramétrique de Duan peut être le meilleur. Cependant, dans de telles circonstances, on doit vérifier que l'utilisation d'un modèle de régression est appropriée.

III-2- CALCUL DU DEBIT SOLIDE DE FOND

La connaissance du débit solide est très importante car c'est celui qui détermine la forme du lit du cours d'eau. Ce débit solide est en général exprimé par la poids de sédiments q_s [$m^3/m/s$] pesé dans l'eau charriée par unité de largeur du lit mobile.

Plusieurs théories ont proposées dans le but de prévoir le comportement des sédiments transportés par un écoulement permanent à surface libre. Certaines sont basées sur le comportement mécanique des particules solides, mais d'autres sont basées sur l'analyse dimensionnelle.

Plusieurs formules ont donc vu le jour, dont la complexité et l'étendue d'application varient d'une équation à une autre. Le choix de telle ou telle méthode est très difficile. Elles ne donnent des résultats satisfaisant que dans un domaine limité de paramètres. Leur application doit alors se faire avec beaucoup de prudence.

Le transport des sédiments sans cohésion par l'écoulement permanent et uniforme d'un fluide dans un cours d'eau est un phénomène très complexe, et le comportement mécanique de ce mouvement bi phasique est encore mal compris.

La recherche de précision dans ce domaine implique de plus en plus de paramètres, ce qui complique la résolution mathématique. Cependant, avec l'avènement et le développement de l'informatique et de ses moyens de calcul, de grands progrès ont été accomplis.

De nombreuses formules de calcul existent. Ne pouvant pas les évaluer toutes, nous avons choisi quelques unes des plus utilisées:

III-2-1- FORMULE DE DU BOYS

formule de base de presque toutes les formules empiriques trouvées par la suite, il est intéressant de citer cette formule (Leliavisky, 1961 ; Larras, 1972, 1977 ; Lebreton, 1974):

$$g_s = \psi \cdot \tau \cdot (\tau - \tau_c) \quad (III \cdot 15)$$

Où,

g_s est le débit solide en poids par unité de largeur du fond et ψ un coefficient caractéristique des propriétés physiques du granulat.

Toutes les formules similaires donnent le débit solide égal à la différence ($q - q_c$) ou la différence ($\tau - \tau_c$) multipliée par une fonction de la pente et de la dimension du matériau. Citons par exemple (Larras, 1972):

- La formule de Mac Dougall (1933):

$$q_s = A \cdot J \cdot m \cdot (q - q_c) \quad (III \cdot 16)$$

- La formule de Straub (1935):

$$q_s = C_c \cdot \tau \cdot (\tau - \tau_c) \quad (III \cdot 17)$$

- La formule de Shields (1936):

$$q_s = \frac{10 \cdot q \cdot J}{(s-1) \cdot \rho_s \cdot d} \cdot (\tau - \tau_c) \quad (III \cdot 18)$$

- La formule de Chang (1939):

$$q_s = A \cdot n \cdot \tau \cdot (\tau - \tau_c) \quad (III \cdot 19)$$

Il faut noter qu'il était facile d'établir et de vérifier ces équations en laboratoire, mais il était très difficile de les appliquer aux cours d'eau naturels dont on ne peut mesurer avec précision la pente et le débit solide.

III-2-2- FORMULE DE SCHOKLITSCH

Schoklitsch a proposé deux formules empiriques, l'une en 1934 et l'autre en 1950, présentons la plus récente (Graf, 1996):

$$q_s = \frac{2,5}{s} \cdot J_s^{\frac{3}{2}} (q - q_c) \quad (III \cdot 20)$$

Où,

q_c , le débit liquide critique caractérise le début de l'érosion, il est donné par la formule suivante:

$$q_c = 0,26 \cdot (s - 1)^{\frac{3}{2}} \cdot \frac{d^{\frac{3}{2}}}{J_s^{\frac{3}{2}}} \quad (III \cdot 21)$$

valable pour $d \geq 0,006$ [m]. Pour un mélange de granulométrie non uniforme, on prend $d = d_{40}$ comme diamètre équivalent.

La formule de Schoklitsch s'applique à des diamètres de grains plutôt importants $d \geq 6$ [mm], à peu près uniformes et pour des pentes du fond plutôt moyennes à importantes (0,003 à 0,1).

III-2-3- FORMULE DE MEYER-PETER ET MULLER

En analysant plusieurs formules empiriques obtenues en laboratoires, mais en vérifiant les conditions de similitude de Froude, que Meyer-peter et Muller ont obtenu en 1948 leur dernière formule en [kg/s/m] (Leliavisky, 1961 ; Larras, 1972 ; Lebreton, 1974 ; Graf, 1996 ; Belleudy, 1996):

$$0,25 \cdot \rho^{\frac{1}{2}} \cdot (g_s')^{\frac{2}{3}} = \gamma \cdot R_h \cdot \xi_M \cdot J_* - 0,047 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d \quad (III \cdot 22)$$

Cette formule présente l'avantage d'être homogène et de rester valable pour des matériaux de granulométrie largement étendue. En posant $\tau' = \xi_M \cdot \gamma \cdot R_h \cdot J_*$ et $\tau_c = 0,047 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d$. Il vient:

$$g_s' = 8 \cdot \sqrt{\frac{1}{\rho}} \cdot (\tau' - \tau_c)^{\frac{3}{2}} \quad (III \cdot 23)$$

Où,

$g_s' = g_s \cdot \frac{\gamma_s - \gamma}{\gamma_s}$ est le débit solide en poids dans l'eau et $\frac{g_s}{\gamma_s}$ est le débit solide volumique net [$m^3/s \cdot m$]:

$$q_s = 8 \cdot \frac{1}{\gamma_s - \gamma} \cdot \sqrt{\frac{1}{\rho}} \cdot (\tau' - \tau_c)^{\frac{3}{2}} \quad (III \cdot 24)$$

Où, sous la forme suivante:

$$q_s = 8 \cdot \sqrt{g \cdot (s-1) \cdot d^3} \cdot (\tau'' - \tau_c'')^{\frac{3}{2}} \quad (III \cdot 25)$$

Avec,

R_h : le rayon hydraulique du lit;

τ'' : la force tractrice adimensionnelle corrigée;

τ_c'' : la tension adimensionnelle critique de frottement;

ξ_M : un paramètre de rugosité donnée par,

$$\xi_M = \left(\frac{K'_s}{K_s} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (III \cdot 26)$$

Où,

K'_s : la rugosité due aux granulats, évaluée au moyen de la formule de Strickler;

K_s : la rugosité totale du lit, évaluée avec la formule de Manning-Strickler.

$$K_s = \frac{U}{R_h^{\frac{2}{3}} \cdot J_*^{\frac{1}{2}}} \text{ et } K'_s = \frac{26}{d_*^{\frac{1}{4}}} = \frac{21,1}{d_*^{\frac{1}{4}}} \quad (III \cdot 27)$$

Pour une granulométrie non uniforme, on prend le diamètre moyen, $d = d_{50}$, comme diamètre équivalent.

Lorsque le fond est plat (s'il n'y a pas d'ondulations) $\xi_M = 1$, par contre, en présence d'ondulations (dunes ou rides) une partie de l'énergie de dissipe en rugosité de forme, on prend $0,35 < \xi_M < 1$ (Graf, 1996).

La formule a été établie en canal pour des écoulements uniformes de 1 à 5000 l/s sur des granulats de 0,4 à 30 mm, de granulométrie tantôt uniforme tantôt étendue, et pour des pentes comprises entre 0,0004 et 0,024. La profondeur du canal dans les expériences allait de 1 à 120 cm. La gamme de ρ_s/ρ couverte allait de 1,25 à 4,22.

La formule de Meyer-Peter et Müller a subi des extrapolations sur d'autres conditions pour représenter mieux le phénomène.

Plusieurs auteurs ont testé cette formule en l'appliquant sur des cours d'eau naturels, sur le tiers central du Rhône par exemple, la formule s'accordait assez bien avec les faits, sur la partie française du Rhin, elle a donné de mauvais résultats, sur le fleuve Mondago à Coimbra (Portugal), elle était tout à fait conforme à la réalité, dans le cas de la Gail (Autriche), la formule MPM était complètement en désaccord avec les faits, et dans le cas de la rivière Niobrara (Nebraska, USA), elle conduisait à des débits solides jusqu'à 5 fois trop faibles.

Il est donc recommandé de n'utiliser cette formule que pour des granulats plutôt grossier, $d > 2[mm]$, à granulométrie uniforme et non uniforme, et pour une gamme de pentes de fond allant de 0,0004 à 0,024, et pour des régimes de transport τ'' allant de 0,047 à 0,25.

III-2-4- FORMULE DE SHIELDS

Elle s'écrit:

$$g_s = 10 \cdot q \cdot J \cdot \frac{\tau_0 - \tau_{cr}}{[(\rho_s - \rho) - 1]^2 \cdot d_{50}} \quad (III \cdot 28)$$

Où,

g_s : le débit charrié de fond par unité de largeur ;

q : le débit liquide instantanée [m^3/s] ;

J : la perte énergétique [%] ;

τ_0 : la contrainte de frottement dépendant de l'écoulement ;

τ_{cr} : la contrainte critique de début de charriage pour laquelle Shields admet:

$$\tau_{cr} = 0,060 \cdot (\gamma_s - \gamma) \cdot d_{50} \quad (III \cdot 29)$$

Cette formule a été établie à l'aide d'essai en canal de laboratoire. Elle est applicable pour des rivières torrentielles ou de piémont.

III-2-5- FORMULE D'EINSTEIN-BROWN (1950)

Einstein étudia le problème du charriage par la méthode des paramètres hydrauliques significatifs. Il suppose que le mouvement d'un grain s'effectue par bonds dont la longueur et la fréquence dépendent de ses dimensions, le nombre et le volume des particules en mouvement donnent alors le débit solide de charriage.

Il considère ensuite la probabilité pour qu'une particule commence à se déplacer dans un intervalle de temps donné (Lebreton, 1974).

La formule est donnée par:

$$\Phi = 40 \cdot \left(\frac{1}{\psi}\right)^3 \text{ pour } \frac{1}{\psi} \geq 0,09 \quad (III \cdot 30)$$

Avec,

$$\begin{cases} \frac{1}{\psi} = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho) \cdot g \cdot d}, \tau = \rho \cdot g \cdot R_h \cdot J \\ \Phi = \frac{E_T}{\rho_s \cdot g \cdot F \cdot [g \cdot (s-1) \cdot d^3]} \end{cases} \quad (III \cdot 31)$$

Et,

$$F = \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36 \cdot V^2}{g \cdot (s-1) \cdot d^2}} - \sqrt{\frac{36 \cdot V^2}{g \cdot (s-1) \cdot d^2}} \quad (III \cdot 32)$$

Cette formule est confirmée pour des granulats de diamètre d allant de 0,3 à 7 mm en laboratoire (Lebreton, 1974). D'où, la formule:

$$q_s = 40 \cdot F \cdot [g \cdot (s-1) \cdot d^3]^{\frac{1}{2}} \cdot \tau^{1/3} \quad (III \cdot 33)$$

Le phénomène du transport solide est peu connu à cause des grandes difficultés rencontrées dans la réalisation des mesures directes. Ces difficultés augmentent en fonction des dimensions du matériau de fond, des sédiments transportés, ainsi que du fait qu'ils

présentent toujours, une grande variabilité spatio-temporelle et une durée limitée en phase de crue.

La plupart des formules ne doivent pas être utilisées en dehors des conditions dans lesquelles elles ont été établies. En général, elles sont établies avec des données expérimentales obtenues en laboratoire et, moins souvent, in situ.

La vérification de ces formules dans les cours d'eau naturels s'avère extrêmement délicate, car il est difficile de mesurer correctement le débit solide in situ. De plus, une évaluation est souvent subjective à cause de la délimitation entre les zones de mode de transport solide.

Pour apprécier la validité des formules, il est intéressant de comparer les résultats avec des mesures directes de débit solide dans la nature.

CHAPITRE- IV : CARACTERISATION DE LA RELATION CONCENTRATION EN MES-DEBIT LIQUIDE A L'ECHELLE DE LA CRUE

INTRODUCTION

Les concentrations en MES d'un cours d'eau dépendent de l'érosion des zones plus ou moins proches de lui (sols des versants, berges, ...) et des processus impliqués dans leur transport (remise en suspension des sédiments, stockage par dépôt, ...). Pour connaître l'origine des MES, deux approches peuvent être utilisées. Une approche, qui s'appuie sur l'étude des relations MES-débits liquides à l'échelle de la crue, permet d'identifier les processus dominants impliqués dans la production et le transport des MES au cours de la crue (Heidel, 1956 ; Arnborg et al., 1967 ; Williams, 1989 ; Sickingabula, 1998) et qui fera l'objet du travail présenté de cette thèse. La seconde approche consiste à identifier, pour chaque source potentielle (sols des versants, berges, sédiments, ...), une signature géochimique spécifique (Collins et al., 1998 ; Walling et al., 1999 ; Russell et al., 2001) et qui ne fait pas partie des objectifs de cette thèse.

Autrement dit, les problèmes posés par la mesure du transport en suspension de par leur nature, incitent les hydrologues à s'intéresser à l'étude des variations de la concentration des sédiments en suspension et le débit liquide au cours d'une crue d'où les travaux de Heidel, Arnborg, Williams, Sickingabula, ... qui ont permis d'expliquer ce phénomène. En effet, la nature complexe du phénomène de crue, la conception de nouveaux échantillonneurs et de nouvelles techniques de mesure, ainsi que les difficultés rencontrées lors des mesures par les observateurs sont les éléments clés de cet intérêt.

Les concentrations des sédiments en suspension sont directement liées au débit, dans les petits cours d'eau. Généralement, elles augmentent très rapidement pendant les montées des crues, produisent une pointe avant le débit maximale puis diminuent plus lentement pendant la décrue. Autrement, le débit liquide et la concentration instantanée des sédiments en suspension peuvent ne pas avoir une relation stationnaire pendant un écoulement simple dû à une averse. La tendance pour que la concentration en sédiment ait différentes valeurs à des débits identiques est l'effet d'hystérésis.

Le caractère cyclique de la relation concentration en MES et le débit liquide est illustré dans la figure ci-dessous.

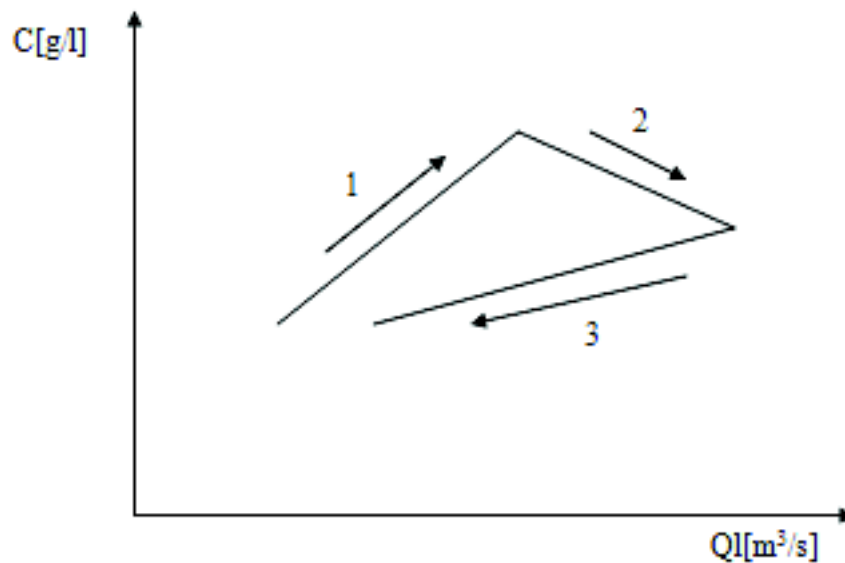


Figure IV.1 : Modèle de la relation C-Q. 1: érosion ; 2: transport ; 3: dépôt.

Trois périodes peuvent être distinguées dans la figure IV.1:

- La première période est caractérisée par une forte augmentation de la concentration de sédiments en suspension et du débit. Cette phase est définie par l'arrivée successive des premières quantités de matériaux en suspension produites essentiellement par l'effet 'splash' des pluies érosives dans les zones de ruissellement proches de l'exutoire du bassin. Cette période peut aussi correspondre à la re-mobilisation des matériaux déposés sur le fond lors des basses eaux (Kattan et al., 1987) ;
- La seconde période est caractérisée par une diminution de la concentration des sédiments en suspension et une forte augmentation du débit. Cette phase de transport correspond à la dilution de la concentration des sédiments et peut également être attribuée à l'érosion des berges du cours d'eau (Kattan et al., 1987 ; Dinehart, 1992) ;
- La troisième période est caractérisée par une diminution de la concentration des sédiments en suspension et du débit. Cette phase correspond au dépôt des matériaux sur le lit des cours d'eau et dans les zones alluviales du bassin.

IV-1- METHODOLOGIE

Cette étude est basée sur les travaux de G.P. Williams, 1989. Selon cet auteur, les relations entre concentration des sédiments en suspension $C[g/l]$ et les débits liquides $Q_l[m^3/s]$ pour un événement hydrologique tel que les crues, peut être étudié qualitativement par l'analyse des courbes des concentrations et des débits liquides en fonction du temps.

A cet effet, l'auteur propose une classification de ces relations basées sur le rapport C/Q_l durant les phases de montée de crue et de décrue. Cinq modèles de relations sont ainsi établis (tableau IV.1 et figure IV.2).

Plusieurs facteurs, affectent les relations C-Q_I. L'intensité des précipitations et leurs distribution spatiale, volume et vitesse d'écoulement, les distances parcourues des eaux des crues dans le cours d'eau principal.

La concentration des sédiments à travers une section affecte la mobilisation continue, le stockage et la diminution spatio-temporelle des sédiments disponibles. Les sédiments transportés proviennent du lit et des berges par érosion ou glissement et des affluents tributaires.

Le matériel du lit transporté en suspension à la station de mesure peut être influencé par les volumes, la hauteur, la puissance des crues, le pouvoir du courant à passer tout obstacle et par le couvert végétal qui peut retenir ou relâcher les sédiments.

Les sédiments provenant des versants peuvent venir des terres par ruissellement. Dans certains endroits, l'homme joue un rôle important dans la production des sédiments par les pratiques culturales.

La forme des courbes de concentration et celle de la relation C-Q_I dépendent en partie de:

- Le temps et le volume des sédiments provenant de différentes sources jusqu'à la station de mesure ;
- La proximité de la source des sédiments par rapport à la station.

Parmi d'autres considérations sont impliqués, le temps et la vitesse d'entraînement des sédiments relative par rapport à la vitesse du mouvement de l'eau.

Classe	Modèle	Critère C/Q _I	Référence
I	* Courbe simple (single line), ligne droite * Courbe, la pente croît quand Q _I augmente * Courbe, la pente décroît quand Q _I augmente	* $(C/Q_I)_i \approx (C/Q_I)_f$, les pentes des deux sections montée et décrue sont égales * Les pentes des deux sections montée et décrue sont inégales * Les pentes des deux sections montée et décrue sont inégales	Wood (1977)
II	Boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (Clockwise loop)	$(C/Q_I)_i > (C/Q_I)_f$ pour toutes les valeurs de Q _I	Paustian et Beschta (1979)
III	Boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (Counterclockwise loop)	$(C/Q_I)_i < (C/Q_I)_f$ pour toutes les valeurs de Q _I	Axelsson (1967)
IV	Linéaire simple plus une boucle (single line plus a loop)	* $(C/Q_I)_i \approx (C/Q_I)_f$ pour une partie des valeurs de Q _I * $(C/Q_I)_i > (C/Q_I)_f$ pour l'autre partie des valeurs de Q _I	Williams (1989)
V	Forme en huit (figure eight)	* $(C/Q_I)_i > (C/Q_I)_f$ pour une partie des valeurs de Q _I * $(C/Q_I)_i < (C/Q_I)_f$ pour l'autre partie des valeurs de Q _I	Arnborg et al. (1967)

$(C/Q)_i=(C/Q_i)$ de la courbe de montée de crue pour des débits donnés ; $(C/Q)_f=(C/Q_i)$ de la courbe de décrue.

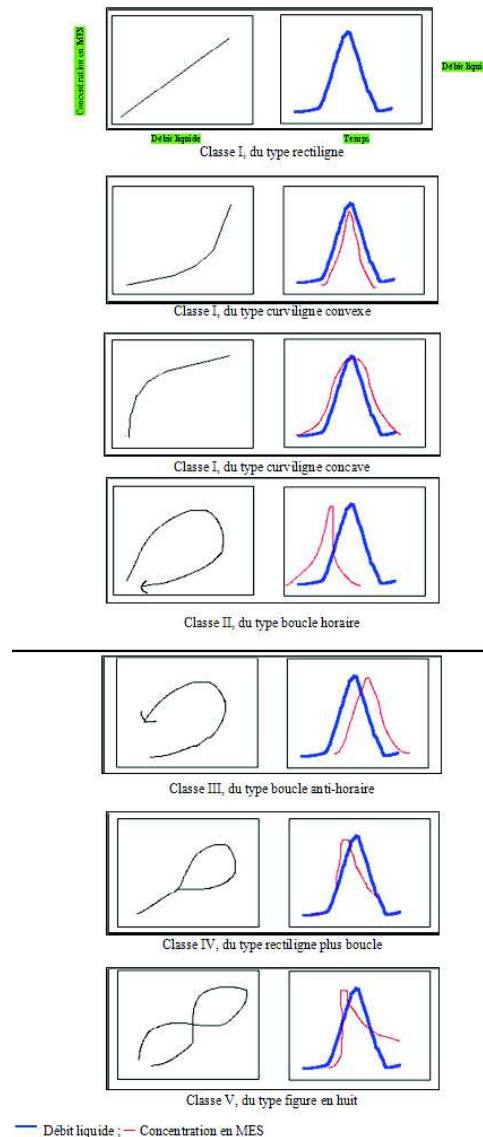


Figure IV.2 : Les différentes classes d'hystérésis dans les relations concentrations en MES-débits liquides.

Il existe d'autres formes de boucles, le tableau IV.1 représente probablement la majorité des classes d'hystérésis dans les relations concentrations en MES-débit liquide relevées à travers les différentes recherches effectuées dans plusieurs bassins du monde.

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

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

a- Modèle classe I,

de la courbe simple (ou single line), la relation C-Q_i la plus simple est du type linéaire (ligne simple ou courbe simple). Son seul caractère est que les rapports C/Q_i sont égaux pour les valeurs de Q_i, que ce soit en montée de crue ou en décrue. Trois sous groupes découlent dans ce type de modèle: la ligne droite, la ligne à concavité vers le bas et la ligne à concavité vers le haut. Dans le premier cas, pourrait être associé un apport continu de sédiments pendant toute la crue (Wood, 1977).

Ce modèle indique aussi que les concentrations des sédiments en suspension doivent augmenter ou diminuer en parfaite synchronisation avec le débit liquide. C'est que les courbes doivent avoir des pics simultanément avec des largeurs et des pentes semblables. L'apport continu des sédiments pourrait s'étendre même au delà de la courbe des débits ou descendre sous celle-ci. On peut concevoir que la même chose peut résulter de facteurs qui influencent l'entraînement des sédiments (taille des particules).

b- Modèle classe II,

de la boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (ou clockwise loop) peut être due à deux causes principales:

- A un épuisement du stock de sédiment disponible avant le maximum du débit (Arnborg et al., 1967 ; Walling, 1974 ; Wood, 1977 ; Wansickel et Beschta, 1983). L'épuisement ou la diminution des sédiments peut s'expliquer soit, par un petit apport disponible, soit par à un débit continu et/ou intense ;
- Le deuxième postulat consiste à la formation d'obstacles au passage de la crue maximale (Arnborg et al., 1967).

Le clockwise loop a tendance à se produire plus au début de la saison des pluies qu'après (Sidle et Campbell, 1985). Ceci est lié à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes, comparés à un manque ou une diminution des réserves en sédiments à la fin de la saison sèche. Selon Heidel (1956), dans les petits cours d'eau, la concentration maximum des sédiments se produit habituellement avant le débit maximum.

c- Modèle classe III,

en boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (ou counterclockwise loop). Le maximum de concentration est postérieur au maximum des débits. Les valeurs des concentrations C pendant la montée de crue sont inférieures à celle de la décrue pour des valeurs de Q_i données alors $(C/Q_i)_i < (C/Q_i)_f$. La disposition chronologique des données se présente comme une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre.

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

Les counterclockwise loop résultent de l'une des trois causes suivantes: une des causes possible, est le temps de parcourt de l'onde de crue et du flux des sédiments, particulièrement en raison de la distance entre la source de la crue et la station de jaugeage (Heidel, 1956). Les variations des débits tendent à suivre les vitesses de l'onde de crue. Cette vitesse est généralement plus rapide que la vitesse moyenne d'écoulement (Williams G.P., 1989).

Puisque les sédiments en suspension tendent à être transportés avec une vitesse proche de celle de l'écoulement moyen, le flux de sédiments se traîne derrière l'onde de crue. Aussi le temps de retard (latence) augmente avec la distance en aval. Le retard du pic des sédiments à une station en aval se manifeste au niveau des écoulements dans un

cours d'eau caractérisé par des irrégularités qui empêchent le mouvement des sédiments par rapport à celui de l'eau.

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

d- Modèle classe IV,

de la courbe simple plus une boucle, c'est la combinaison des classes I et II (Williams, 1989). Il dépend de la disponibilité, du stock et du transport de la concentration en matières en suspension (Williams, 1989).

e- Modèle classe V,

en forme de huit (8) (ou figure eight). La diffusion jugée approximativement constante, la distribution des variables indique, qu'avec d'abord un maximum des concentrations en premier, on a souvent la formation d'une boucle dans le sens des aiguilles d'une montre. Toutefois, dans certaines conditions, se développe une boucle en forme de huit indépendamment des pics des variables. Les deux parties du huit sont dirigées séquentiellement dans des directions opposées. Le rapport C/Q_t pour différentes valeurs de Q_t explique l'orientation des courbes en fonction du temps sous une forme en huit pour les relations C- Q_t . Pour les événements hydrologiques simples, les relations en forme de huit, n'ont pas reçu beaucoup d'explication.

La forme en huit de la classe V, combine des parties de la classe II et III. En effet, bien que les maximums des concentrations et des débits arrivent au même moment, l'augmentation de C est plus rapide que celle de Q_t et le pic de la concentration vient avant celui du débit. Ceci donnera une boucle dans le même sens des aiguilles d'une montre, pendant la montée de la crue. Après, le pic de la concentration diminue doucement en fonction du temps, relativement aux débits liquides, pendant la décrue et on obtient une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre.

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

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

DEUXIEME PARTIE : ETUDE DE CAS : BASSIN VERSANT DE L'OUED BELLAH

CHAPITRE- V : CARACTERISTIQUES DU BASSIN VERSANT

INTRODUCTION

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

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

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

V-1- SITUATION GEOGRAPHIQUE

Le bassin versant de l'oued Bellah au niveau du pont RN 11 s'étend sur une superficie de 55 Km². Bassin du côtiers algérois, il est situé à une centaine de kilomètres à l'Ouest de la capitale Alger. Faisant partie de la wilaya de Tipaza. Il est entre 2°9'33,84" et 2°16'1,2" de longitude Est et entre 36°30'7,56" et 36°36'41,76" de latitude Nord (figure V.1). Il est limité au Nord par la mer Méditerranée, à l'Est par la wilaya de Tipaza, au Sud et Sud Ouest par la wilaya de Ain Defla et à l'Ouest par la wilaya de Chlef.

V-2- LE RELIEF

Sur les cartes, le relief est indiqué par les courbes de niveau joignant les points d'égale altitude. Il est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique. Le bassin d'étude présente un relief montagneux, tectoniquement très plissé et bouleversé, n'offrant que de rares espaces plats et dont la terminaison Nord se fait dans une grande proportion assez brutalement par des formes littorales telles que les falaises, etc. Il se trouve à une altitude moyenne de 254 m. l'altitude à l'exutoire, où se situe la station de Pont RN 11, est de 25 m. Du Nord vers le Sud, le relief prend l'ampleur où on note une côte maximale de 736 m.



Figure V.1 : Situation de la région d'étude (oued Bellah).

V-3- LES PENTES

La carte des pentes du bassin versant de l’oued Bellah est élaborée au 1/50.000^{ème} (figure V.2). La pente est l’un des éléments les plus dominants du relief, qui permet de quantifier son énergie.

La raideur de la pente constitue, en effet, soit un facteur favorable soit une contrainte pour l’aménagement de la région, dans la mesure où combinée à d’autres facteurs naturels, elle favorise l’érosion des sols qui se trouvent à l’enlèvement et à l’entraînement par les eaux de ruissellement. Tandis que la pente quand elle est faible peut être considérée comme potentialité, car elle permet une utilisation performante.

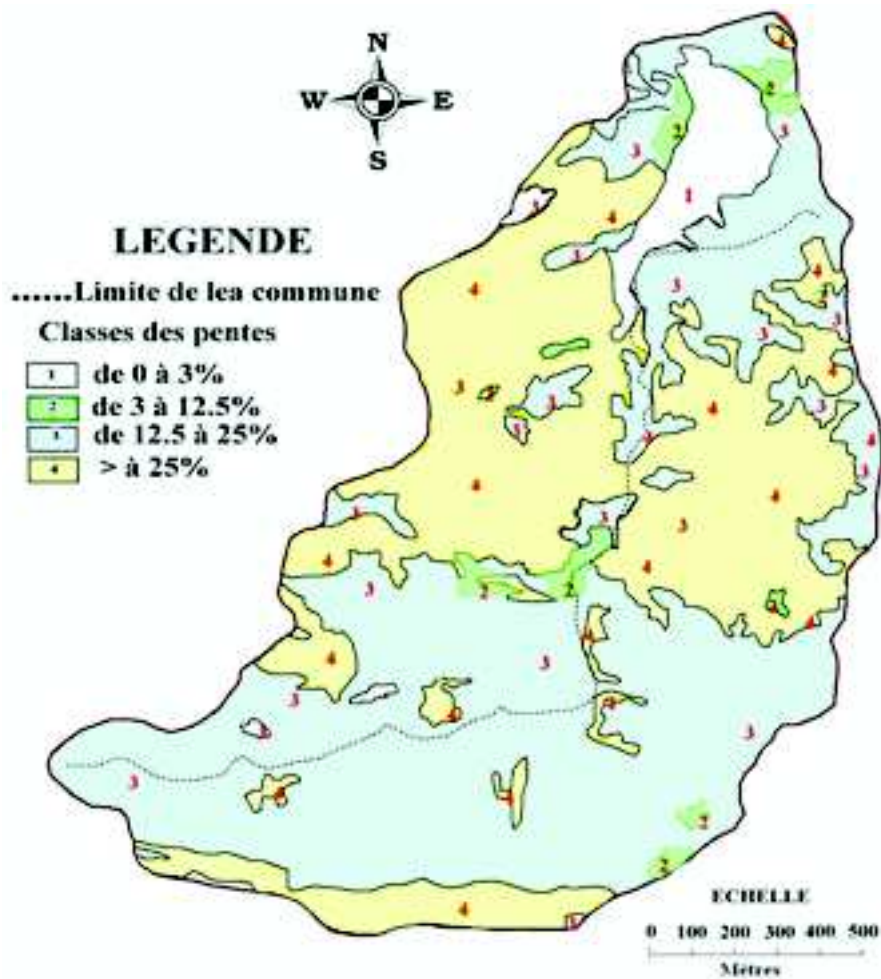


Figure V.2 : Carte des pentes du bassin versant de l'oued Bellah.

D'après la carte, on constate que les pentes qui sont supérieures à 12.5 % occupent dans le bassin versant une grande place, tandis que les pentes inférieures à 12.5 % occupent le reste du bassin. Le pourcentage des terres sur les pentes de 0 à 3 % est très faible et qui correspondant notamment aux plaines littorales et précisément à l'aval de l'oued. Ainsi donc, la dominance des fortes pentes constitue une contrainte physique et un obstacle majeur pour d'éventuels aménagements. On peut conclure que le relief de la zone d'étude se caractérise d'une manière générale par des terrains pentus comme l'indique la figure.

V-4- LE CONTEXTE GÉOLOGIQUE

Elle est élaborée au 1/50.000^{ème} (figure V.3). Du point de vue géologique, le bassin versant de l'oued Bellah se rattache au grand système orogénique alpin.



Figure V.3 : Carte géologique du bassin versant de l'oued Bellah.

Du point de vue stratigraphie, le bassin versant de l'oued Bellah est occupé par les terrains éruptifs, les terrains primaires, les terrains secondaires, les terrains tertiaires et les terrains quaternaires. Les premiers, n'apparaissent qu'en pointements de faible superficie. Ils sont représentés à l'amont du bassin versant par le burdigalien. Les seconds, sont représentés par une série de schistes et les brèches.

Les terrains secondaires comportent :

a- Le trias, il forme des pointements isolés assez nombreux dans le périmètre d'étude. Il est formé de calcaires jaunâtres.

b- Le jurassique, formé des calcaires durs. Il constitue les lignes de crêtes, les pics et les falaises.

c- Le crétacé, très largement dominant dans le bassin versant, il se décompose en 3 étage distincts :

- **Le crétacé inférieur**, il est composé de schistes, de quartzites et de calcaires.
- **Le crétacé moyen**, il est représenté par le céno-manien. Ce dernier dominant est caractérisé par une alternance de marnes argileuses ou de marno-calcaires tendres et de roches calcaires dures.

L'érosion géologique y a créé un relief accusé par enlèvement des marnes qui ont formé les bas fonds et les vallées. Les calcaires durs forment les crêtes rocheuses. Ces formations donnent rarement naissance à des sols cultivables. C'est un substrat géologique à vocation essentiellement forestière.

Le crétacé supérieur, ce dernier est représenté par le sénonien. Le crétacé supérieur est formé des marnes schisteuses présentant des lentilles de calcaires. Les marnes cénomaniennes donnent naissance à des sols agricoles du moins dans les zones à topographie favorable ; sur les fortes pentes, elles sont couvertes de forêts de pins. Ces formations géologiques sont à vocation agricole lorsque la topographie et l'épaisseur du sol sont favorables et à vocation forestière sur les hauts piémonts en montagne.

Les terrains tertiaires se composent de l'éocène. Ce dernier apparaît en de petits affleurements très dispersés. Il est formé de marnes et de calcaires. Et, les terrains quaternaires, ces formations, généralement meubles, donnent des sols alluviaux profonds à vocation agricole par excellence. Elles couvrent les plaines littorales et les terrasses alluviales des oueds.

Du point de vue lithologie, et selon le degré de résistance à l'érosion des roches affleurantes dans le bassin versant de l'oued Bellah, on distingue trois classifications des roches : les roches résistantes, moyennement résistantes et peu résistantes.

Les roches résistantes, ce sont des roches cohérentes, dures formant un substrat résistant aux agents érosifs. Ces roches sont les roches éruptives et du crétacé inférieur. Les roches moyennement résistantes, ce sont des roches moins cohérentes. Elles présentent un faciès d'alternance ou un mélange de roches de natures différentes telles que: les marno-calcaires du sénonien et du cénomanien et des marnes schisteuses du crétacé supérieur.

Et, les roches peu résistantes, ce sont des roches très peu cohérentes, non consolidées, et potentiellement érodables telles que: les marnes du burdigalien et les dépôts du quaternaire.

On signale que les principaux types de sol dans le bassin versant de l'oued Bellah se répartissent ainsi: les sols alluviaux, dans la vallée de l'oued Bellah et les sols calcaires, dans la plus grande partie du bassin versant.

V-5- L'OCCUPATION DU SOL

Etablie à une échelle de 1/50.000^{ème} (figure V.4). Cette carte constitue un élément de base quant à l'étude et l'analyse des facteurs naturels et humains des zones à aménager. Elle nous aidera dans une large mesure à l'élaboration du plan d'aménagement ayant pour but l'affectation future et rationnelle dans l'espace du périmètre à l'étude. Cependant, la préparation de la carte impose l'utilisation de la photographie aérienne.

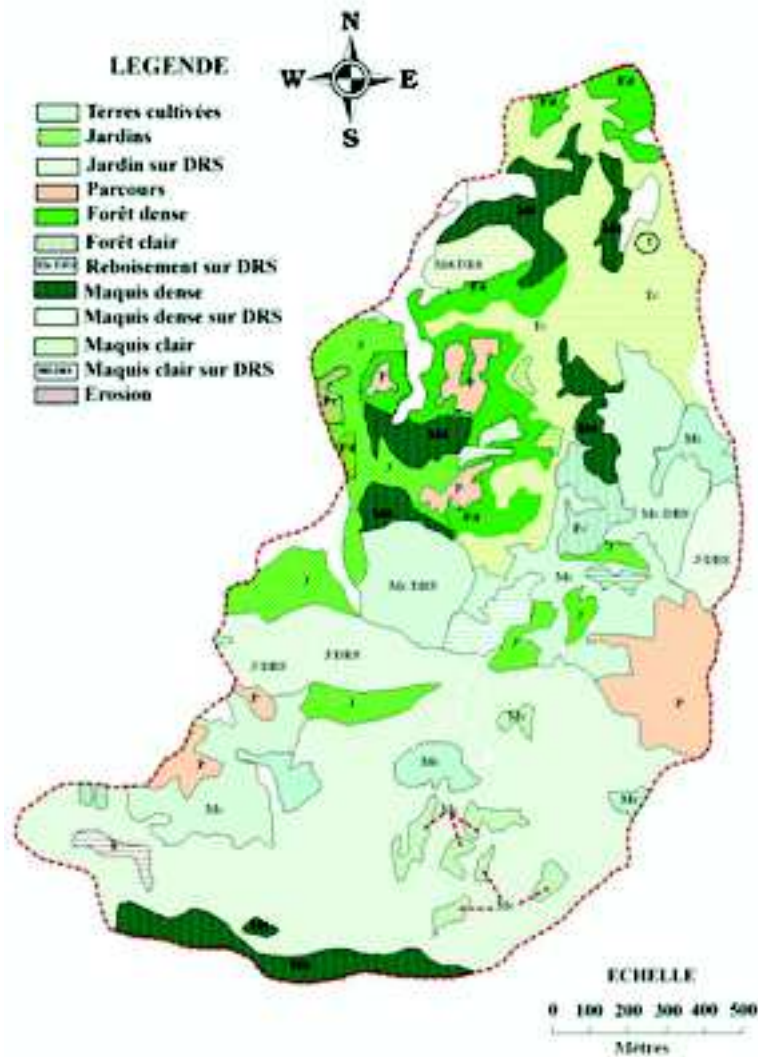


Figure V.4 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de l'oued Bellah.

D'après la carte, on rencontre la forêt, qui correspond à toute surface couverte par un tapis végétal. Le taux de recouvrement, nous a permis de distinguer une forêt dense et une forêt claire. Le reboisement, son but est de protéger les sols contre l'érosion ou pour repeupler et reconstituer la forêt. Le maquis, et grâce à sa densité du recouvrement permet de distinguer entre le maquis dense qui y est représenté par un taux de recouvrement dépassant les 60%, quand ce taux n'est pas atteint, on parle alors d'un maquis clair. Et, les terres cultivées, correspondent aux terrains de grandes cultures. Comme, il existe aussi des jardins et des parcours dispersés dans la majorité place du bassin versant et avec une petite superficie.

On peut conclure que, les potentialités forestières sont importantes. Cependant, la majorité des formations forestières sont à l'état de maquis donc dégradés qu'il conviendrait de densifier et d'aménager afin de renforcer la stabilité physique du versant.

V-6- SENSIBILITE A L'EROSION

La carte de sensibilité à l'érosion a été établie à l'échelle du 1/50.000^{ème} (B.N.E.D.E.R.) sur la base des critères de pente et de degré de résistance des roches aux agents érosifs. Elle permet la localisation des zones à dégradation potentielle (érosion risquant de se manifester à l'avenir). La superposition des deux cartes thématiques correspondantes (carte lithologique et carte des pentes) a conduit à l'élaboration de la carte de la sensibilité (figure V.5).



Figure V.5 : Carte de sensibilité à l'érosion du bassin versant de l'oued Bellah.

Elle classe les terres du bassin versant de l'oued Bellah selon les 3 classes de stabilité suivantes:

V-6-1- CLASSE I, TERRAINS STABLES

- Sont considérés comme stables, les terrains situés en plaine (pente comprise entre 0 et 3 % quelque soit la nature lithologique du substrat qui les compose ;
- Sont également considérés comme terrains stables, les terrains en bas piémonts (pente comprise entre 3 et 12,5 %) composés de substrats résistants et moyennement résistants ;
- Sont enfin, considérés comme terrains stables, les terrains de hauts piémonts (pente comprise entre 12,5 et 25 %) sur substrats résistants.

V-6-2- CLASSE II, TERRAINS MOYENNEMENT STABLES

Cette classe regroupe 3 catégories (3 combinaisons de pentes et substrats):

- Les terrains sur substrats résistants de montagne (pente > 25%) ;
- Les terrains sur substrats moyennement résistants situés en haut piémonts (pente comprise entre 12,5 et 25%) ;
- Et les terrains sur substrats peu résistants en bas piémonts (dont la pente est comprise entre 3 et 12,5%).

V-6-3- CLASSE III, TERRAINS INSTABLES

Les terrains instables correspondent aux substrats moyennement résistants sur forte pente (> 25 %), et aux substrats peu résistants sur hauts piémonts (pente comprise entre 12,5 et 25 %). On peut résumer l'état d'érosion du bassin versant de l'oued Bellah par le tableau ci-après:

Tableau V.1 : Classification des terres du bassin versant de l'oued Bellah.

Stabilité	Stable	Moyennement stable	Instable
Lithologie	I	II	III
Pente: 0-3 % plaine	Tous les terrains quelque soit la nature lithologique du substrat		
3-12,5 % bas piémonts	Terrains composés de substrat résistant et moyennement résistant	Substrat peu résistant	
12,5 à 25 % hauts piémonts	Terrains composés de substrat résistant	Substrat moyennement résistant	Substrat peu résistant

D'après la carte de sensibilité à l'érosion et le tableau V.1, on voit clairement que la zone d'étude est constituée d'une manière générale par des terrains moyennement stables à instables.

On peut dire que, malgré la prédominance des pentes fortes supérieures à 12,5%, le bassin versant de oued Bellah se compose de terrains stable à instable. Ceci s'explique par la dominance d'un substrat résistant et moyennement résistant aux agents érosifs.

V-7- LA DYNAMIQUE DU BASSIN VERSANT

Trois processus d'érosion dominant dans le bassin. Ce sont le ravinement, les mouvements de masse et le sapement des berges.

V-7-1- LE RAVINEMENT

Le ravinement est le résultat de l'érosion générée par un écoulement linéaire des eaux de pluie. Il se concentre sur la surface du versant. Ce processus se développe dans les formations tendres telles que les marnes, les argiles et les schistes. Ce processus est observé sur presque tout le bassin versant de l'oued Bellah, le processus se développe sur des marno-calcaires. Il est aussi favorisé par l'homme qui généralement laboure les terres dans le sens de la pente.

V-7-2- LES MOUVEMENTS DE MASSE

Sont des phénomènes fréquents sur le versant qui se produisent soit lentement, soit rapidement et qui en affectent l'ensemble ou seulement quelques portions particulières. Ces mouvements se développent sur les flyschs et sur des marnes.

V-7-3- LE SAPEMENT DES BERGES

Le sapement des berges concerne:

- Soit des terrasses alluviales récentes peu stabilisées ;
- Soit des terrasses alluviales anciennes ;
- Soit des versants affouillés à leur base.

On signale que l'oued Bellah est concerné par le sapement des berges c'est-à-dire au moment des crues, les eaux ont tendance à saper les berges concaves et à provoquer des éboulements. Et, on peut les protéger contre les affouillements des crues, en édifiant soit des lignes en gabions épousant la forme de la berge, soit des épis (jetées) faisant un angle de 45° avec la berge. Ces épis ne dépassent pas le tiers (1/3) de la largeur du lit. Un atterrissement se produit très rapidement entre les épis et la berge rejetant le courant vers le milieu du talweg.

On peut conclure que les processus morphologiques les plus importants sont les mouvements de masse et le ravinement, tandis que pour la dynamique des écoulements c'est le sapement latérale est la cause de l'effondrement des berges d'une part et de l'incision linéaire d'autre part.

V-8- LA MORPHOMETRIE DU BASSIN VERSANT AU DROIT DE LA STATION DE PONT RN 11

L'utilisation des différents types de paramètres morphométriques a pour but, la quantification des facteurs caractéristiques du milieu physique d'un bassin versant.

V-8-1- Caractéristiques de forme

Ce sont les caractéristiques géométriques du bassin versant que l'on peut atteindre par un très simple contour de levés topographiques.

a- Coefficient de compacité de Gravélius K_c

La forme d'un bassin versant peut être traduite par l'indice de compacité de Gravélius K_C , qui représente le rapport du périmètre mesuré du bassin, au périmètre d'un cercle occupant une aire équivalente.

$$K_c = 0,282 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (V.1)$$

Avec,

S: la surface du bassin versant (Km^2), dans notre cas $S = 55 \text{ Km}^2$; P: le périmètre du bassin versant (Km), dans notre cas $P = 38 \text{ km}$.

b- Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent est défini comme étant un rectangle de longueur L et de largeur l qui a même surface, même périmètre, même indice de compacité et même hypsométrie que le bassin versant étudié ; c'est une transformation purement géométrique: le bassin devient un rectangle de même périmètre, les courbes de niveaux des droites parallèles aux petits côtés du rectangle et l'exutoire un des angles du rectangle. La notion de rectangle équivalent permet de comparer deux bassins du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur la nature de l'écoulement.

V-8-2- Topographie

$$D = H_{\text{sup}} - H_{\text{inf}} \quad (V. 2)$$

b- Altitude moyenne du bassin versant

L'altitude moyenne du bassin versant est adoptée suivant la formule suivante:

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum h_{\text{moy}} S_i}{S} \quad (V. 3)$$

Avec,

H_{moy} : l'altitude moyenne du bassin versant (m) ; S_i : surface partielle comprise entre deux altitudes (km^2) ; h_{moy} : la moyenne entre deux altitudes (m) ; S: surface totale du bassin versant (km^2).

c- Indice de pente

Le but de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications. Les indices de pente se déterminent à partir de la connaissance de la répartition hypsométrique sur le bassin.

c.1- Indice de pente de roche I_p

Roche a proposé un indice de pente plus facile à calculer I_p , représentant la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent, et pondérées par les surfaces.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_1^n \sqrt{S_i D_i} \quad (V. 4)$$

Où,

I_p : indice de pente de Roche ; L: longueur du rectangle équivalent ; D_i : différences entre deux altitudes du rectangle équivalent ; S_i : superficie partielle en (%) comprise entre deux altitudes.

c.2- Indice de pente globale I_g

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides, il est préférable d'utiliser un autre indice qui est l'indice de pente globale, donné par la formule suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\%) \quad (V.5)$$

Où,

D: dénivelée calculée par la formule suivante: $D = H_{5\%} - H_{95\%}$, elle est définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique ; L: longueur du rectangle équivalent (m).

d- Dénivelée spécifique D_s

L'indice I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il est difficile de comparer des bassins de tailles différentes. La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient, elle dérive de la pente globale I_g en la corrigeant de l'effet de surface.

$$D_s = I_g \sqrt{S} = \frac{D}{L} \sqrt{S} \quad (V.6)$$

e- Relief Ratio I_{AS}

Les Anglo-Saxons utilisent d'autres indices de pente I_{AS} que nous ne citerons que pour mémoire :

$$I_{As} = \frac{\text{plus grande dénivelée}}{\text{plus long Thalweg}} \quad (V.7)$$

$$I_{As} = \frac{\text{plus grande dénivelée sur le pourtour}}{\text{plus grande longueur du bassin}} \quad (V.8)$$

f- Etude des paramètres morphométriques

Le réseau hydrographique est constitué de l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant. La définition d'un cours d'eau est difficile à donner avec précision, en particulier pour les cours d'eau temporaires. L'étude du chevelu hydrographique servant surtout à comparer des bassins entre eux.

f.1- La densité de drainage D_d

La densité de drainage d'un bassin versant est définie comme étant la longueur moyenne du réseau hydrographique par km^2 de l'aire S du bassin. Elle reflète la dynamique de ce dernier, la stabilité du réseau de drainage et le type de ruissellement de surface. Elle est obtenue par la relation suivante:

$$D_d = \frac{\sum L}{S} \quad \left(\frac{\text{Km}}{\text{Km}^2} \right) \quad (V.9)$$

Avec,

$\sum L$: la longueur totale des cours d'eau dans les limites du bassin versant (Km) ; S: surface totale du bassin versant (Km^2).

f.2- Fréquences des cours d'eau F_s

Cette valeur représente le nombre de thalweg par unité de surface.

$$F_s = \frac{N_1}{S} \quad (\text{Km}^{-2}) \quad (\text{V.10})$$

Où,

N_1 : nombre de cours d'eau d'ordre 1 ; S : la surface totale du bassin versant (Km^2).

f.3- Coefficient de torrentialité C_1

Il se calcule à partir de la relation suivante:

$$C_1 = D_d F_1 \quad (\text{V.11})$$

Avec,

F_1 : la fréquence des cours d'eau d'ordre 1 (Km^{-2}) ; D_d : densité de drainage (km/Km^2).

Les principales caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de l'oued Bellah au droit de la station de Pont RN 11 sont présentées par le tableau ci-après:

Tableau V.2 : Caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de l'oued Bellah.

Code bassin	020323
S/bassin	Côtiers Cherchell
Station	Pont RN 11
Oued	Bellah
MS	01/05/1972
X [m]	458,65
Y [m]	367,50
Surface [Km^2]	55
Périmètre du bassin versant [Km]	38
L. thalweg [Km]	16
L. rect. Equivalent [Km]	10,39
Altitude max. [m]	736
Altitude moy. [m]	254
Altitude min. [m]	25
Indice de compacité	1,44
Indice de pente	0,10
Coefficient de torrentialité	32,76

V-9- HYDROGRAPHIE DU BASSIN VERSANT

La nature tendre des matériaux et le régime hydrique irrégulier a contribué à la formation d'un réseau hydrographique très dense. Les oueds sont en crue durant la période des pluies mais deviennent inactifs dès que s'annonce la saison sèche. Le bassin versant de oued Bellah est drainé par deux cours d'eau principaux: oued Bellah et oued Aizer (figure V.6).

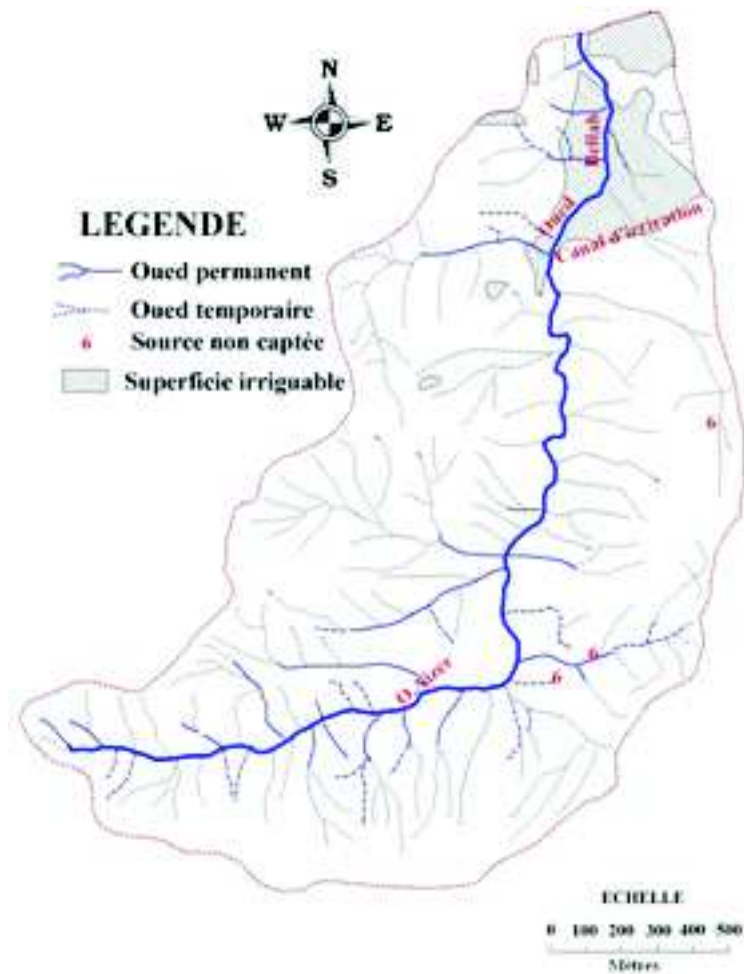


Figure V.6 : Carte des ressources hydriques du bassin versant de l'oued Bellah.

On signale que, les ressources en eaux superficielles sont assez importantes dans la zone d'étude mais elles sont peu exploitées, tandis que les eaux souterraines sont mal connues. La plupart des sources ne sont pas captées ; leur aménagement est nécessaire pour la satisfaction des besoins de la population en eau potable.

Le bassin est contrôlé par la station hydrométrique Pont RN 11 (coordonnées Lambert (X=458,65 m ; Y=367,50 m). Elle dispose de mesures de hauteurs d'eau et des débits liquides à partir de 01/05/1972 jusqu'à ce jour. Pour la collecte des différentes données, l'A.N.R.H. a été amenée à faire l'inventaire de tous les fichiers ayant rapport avec le transport solide sur support informatique.

En se basant sur les données de l'A.N.R.H., nous disposons d'une série de 3179 valeurs de débits instantanés, de concentration en matière allant de 1974 à 2007. Les données obtenues ont été classées par année ou se retrouvent la date du prélèvement, son heure, sa hauteur en cm, son débit instantané en m³/s et sa concentration en élément en suspension en g/l.

L'introduction de toutes ces données permet d'avoir le débit solide instantané en kg/s. Il est donné par la relation suivante: $Q_s = C.Q_l$. Les crues varient d'une année à l'autre, charriant une quantité de sédiments variable dans le temps. Il est à remarquer que nous ne disposons pas toutes les valeurs relatives au transport solide lors des crues et notamment les crues torrentielles.

V-10- PLUVIOMETRIE DU BASSIN VERSANT

INTRODUCTION

Plus encore que les facteurs morphologiques, lithologiques et biogéographiques, les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau (Roche, 1963 ; Cosande, 2001...). Ce sont les précipitations, surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par: leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance fluviale, leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques et leurs totaux journaliers et surtout les averses génératrices de crues.

Le climat est un des principaux facteurs naturels qui détermine et limite dans une large mesure de développement de la végétation et des cultures. L'étude climatique a pour but essentiel d'analyser les deux principales caractéristiques du climat à savoir la pluviométrie et la température. Ces données permettent de déterminer la durée de la période de croissance des végétaux.

V-10-1- APERÇU SUR LE CLIMAT DU BASSIN

Le climat du bassin versant de l'oued Bellah est de type semi-aride, humide et froid en hiver et sec et chaud en été (figure V.7). Les mois les plus pluvieux sont novembre (85 mm) et décembre (89 mm). Le bassin reçoit entre 300 et 700 mm de pluie par an avec une moyenne inter-annuelle de 519 mm pour une période allant de 1974/1975 à 2006/2007 (figure V7.8).

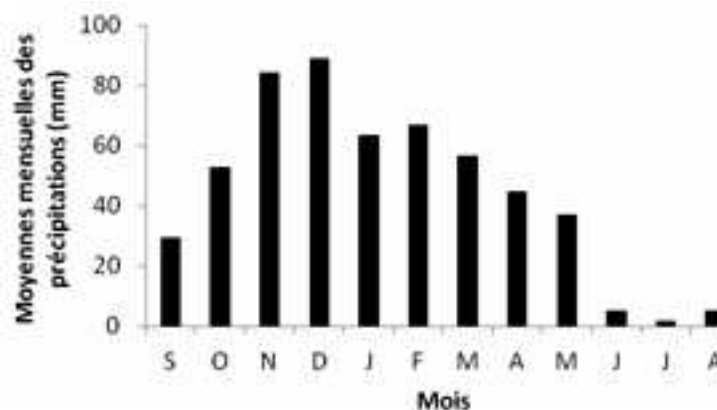


Figure V.7 : Hauteurs moyennes mensuelles.
Poste Bellah RN 11 (1974/1975 à 2006/2007).

Ce climat présente des conditions favorables pour le développement de l'agriculture de montagne, de la végétation pastorale et forestière. Mais, des contraintes peuvent apparaître telles que: les périodes sèches qui peuvent être longues, les pluies torrentielles qui favorisent l'érosion et le sirocco surtout en période sèche.

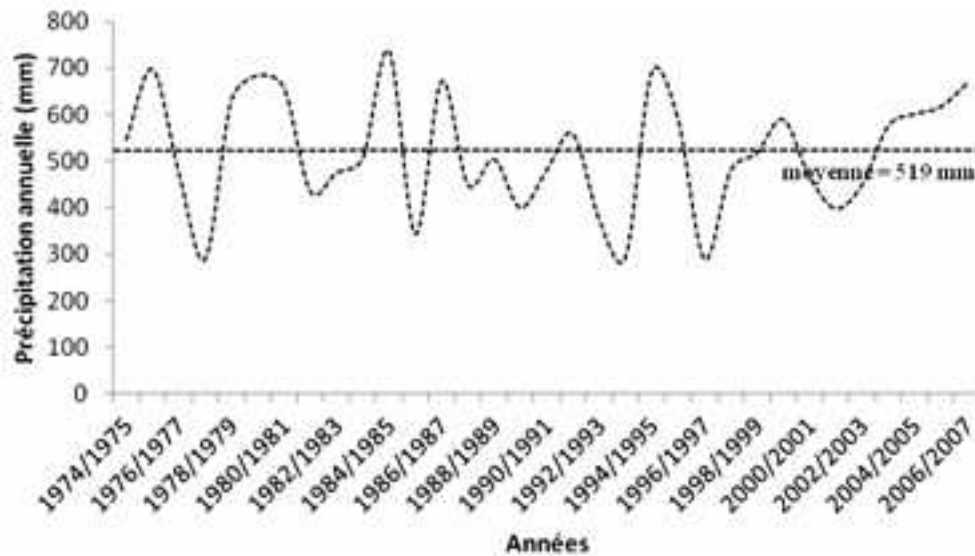


Figure V.8 : Variation inter-annuelle des précipitations.
Poste Bellah RN 11 (1974/1975 à 2006/2007).

V-10-2- ETUDE DES PRECIPITATIONS

La pluviométrie en Algérie a été étudiée par plusieurs auteurs, (P. Seltzer, 1913-1938 ; H. Gausson, 1918-1947 ; G. Medinger, 1913-1953 ; M. Chaumont et C. Paquin, 1913-1963).

La plupart des stations du bassin ont été arrêtées pendant la guerre d'Algérie, d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle.

D'autre part bon nombre de stations ont été installées lors de la restructuration du réseau pluviométrique algérien et leurs données sont très utiles pour l'établissement d'une série pluviométrique récente (1970-1998).

L'intérêt et le but d'une série pluviométrique sont de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydropluviométrique et d'estimer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin. Par ailleurs, vu la qualité médiocre des observations, les données ne sont pas toujours dépourvues d'erreurs, de plus, faute de sécurité ces dernières années, plusieurs postes ont cessé de fonctionner.

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

L'étude des précipitations est indispensable pour aborder l'étude du régime des cours d'eau. Dans le bassin versant de l'oued Bellah, il existe deux types de précipitations: les précipitations littorales et les pluies de relief. En effet, le littoral freine à sa base le flux d'air maritime rapide et le perturbe provoquant ainsi des chutes de pluies appréciables. En revanche, les reliefs montagneux contraignent l'air à s'élever le long de leur pente et créent ainsi de mouvements ascendants favorables aux perturbations en altitude.

On signale que: les pluies maximales journalières s'ajustent généralement suivant la loi de Gumbel, les pluies annuelles s'ajustent généralement suivant une loi normale et les débits maximums annuels s'ajustent à la loi de log-normale.

V-10-2-1- PRECIPITATION MOYENNE ANNUELLE

La précipitation moyenne est de 519 mm pour une période de 33 ans allant du 1974/1975 à 2006/2007.

V-10-2-2- PRECIPITATION ANNUELLE

L'analyse statistique des précipitations annuelles, dans le bassin versant de l'oued Bellah au droit de la station de Pont RN 11, a permis d'ajuster, à une loi normale de Gauss (figure V.9).

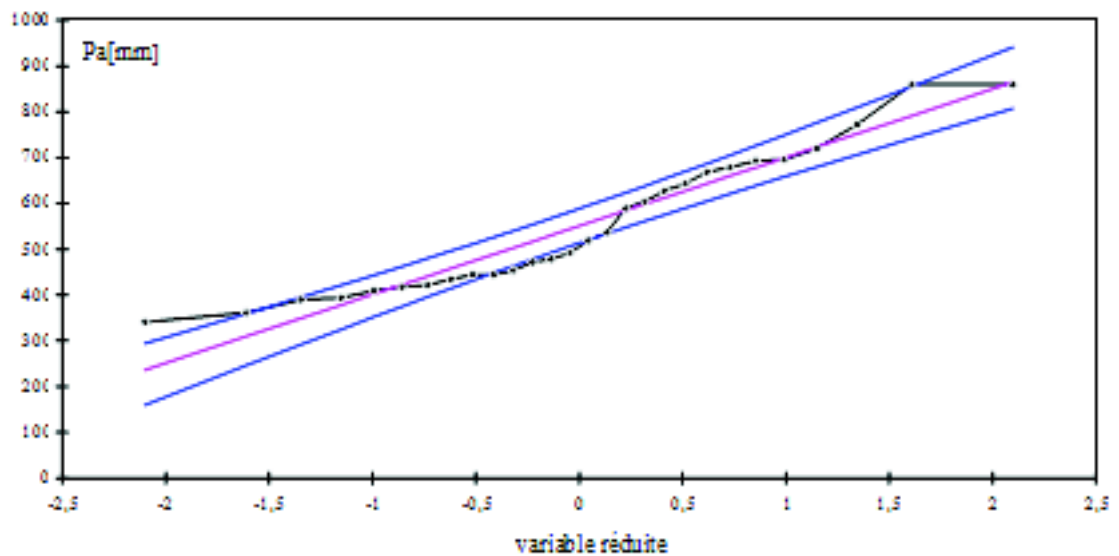


Figure V.9 : Ajustement à une loi normale des pluies annuelles à la station Pont RN 11.

L'ajustement statistique des pluies annuelles observées par une loi normale à la station de Pont RN 11 (figure V.9) permet de caractériser une moyenne de 550,66 mm, un écart type de 149,62 mm, la taille de l'échantillon est de 28 et un intervalle de confiance estimé à 80%. Tandis que, les débits maximums annuels s'ajustent selon la loi log-normale.

V-10-2-3- PLUIES EXTRÊMES JOURNALIERES

La station de Pont RN 11 a été étudiée pour les pluies extrêmes de 24 heures auxquelles, la loi Gumbel a été le mieux ajustée (figure V.10).

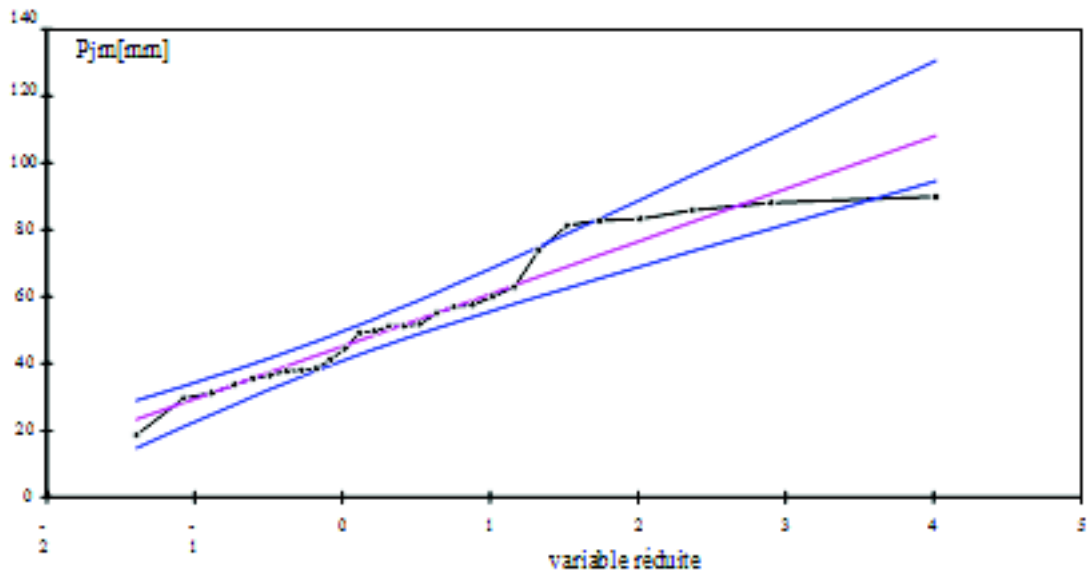


Figure V.10 : Ajustement à une loi de Gumbel des pluies maximales journalières à la station Pont RN 11.

L'ajustement graphique d'une droite de distribution moyenne (figure VI.4) permet de faire des estimations correctes des précipitations journalières maximales pour différentes fréquences sur le bassin. Il est caractérisé par un mode de 45,08mm, une taille de l'échantillon est de 28 et un intervalle de confiance de 80%. Les débits maximums annuels s'ajustent selon la loi log-normale.

TROISIEME PARTIE : ETUDE DU TRANSPORT SOLIDE DANS LE BASSIN VERSANT DE L'OUED BELLAH

CHAPITRE- VI : MODELISATION ET ANALYSE DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION

INTRODUCTION

Les premières mesures systématiques et standardisées de transport solide en suspension ont débuté en Algérie en 1946 à la station hydrométrique de la Traille qui contrôle le haut bassin de l'oued Isser (Demmak, 1982).

Par la suite et au fur et à mesure de l'équipement des stations, ces mesures ont été étendues à une trentaine de stations sur d'autres bassins.

Après une interruption d'une dizaine d'années, ces mesures ont été reprises en 1970 et étendues à l'ensemble du réseau hydrométrique national dont le bassin de l'oued Ouahrane affluent oued Chellif.

La recherche de modèles reliant les paramètres hydroclimatiques (précipitations, écoulements et/ou transport de matériaux solides) a fait l'objet de nombreuses études Wailling D. E. et al. (1981), Demmak A. (1982), Megnounif A. et al. (2000, 2003), Katlan Z. et al. (1987), Probst J. L. et al. (1992), Terfous A. et al. (1999, 2001, 2003), Ghenim A. (2001), Achite M. (2002), Benkhaled A. et al. (2003a),

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

Les caractéristiques climatiques, morphométriques et morphologiques diffèrent d'une région à une autre ou d'un bassin à un autre.

Aussi, il est admis aujourd'hui que les fluctuations climatiques sont des phénomènes quasi-cycliques (Kayzer N. et al., 1990 ; Tardy Y., 1994). En effet, du siècle écoulé, le climat du monde a changé.

La pluviosité sur les continents, le débit des cours d'eau, la température ont augmenté dans plusieurs régions du monde et diminuer dans d'autre (Tardy Y. et al., 1992 et 1995).

Les caractéristiques morphométriques des bassins changent aussi au cours des années, on sait par exemple, que le couvert végétal se développe et se conserve ou non en fonction de la pluviosité.

Tous ces paramètres font que les modèles diffèrent d'un auteur à un autre. Chacun tente de caractériser la région ou le bassin étudié par le modèle le plus représentatif et le plus fiable (coefficient de corrélation).

Ces modèles ont été testés dans différentes régions du globe et ont donné des résultats plus ou moins satisfaisants. Les rendant presque universels (tableau VI.1).

Tableau VI.1 : Quelques modèles utilisés en Algérie.

Bassin ou région	Modèle	Equation	Auteur
Massif central (France)	Puissance	$Q_l=16.P^2$	Coutagne
Bassins algériens	Puissance	$Q_l=11,8.P^{2,82}$	A.N.R.H.
Bassins algériens	Linéaire	$Q_l=0,736.(P-404)$	Samie
Oued M'righa (Algérie)	Polynôme	$Q_l=50,6.P^2-3,54.P$	Roeder
Oued Ouergha (Maroc)	Puissance	$A_l=690.A_s^{0,58}$	Lahlou
Medjerda supérieur (Algérie)	Linéaire	$A_{SS}=1,06.E-66,2$	Bourouba

VI-1- EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION ET LE DEBIT LIQUIDE

La mobilisation des matériaux solides sur les versants et leur transport éventuel par les cours d'eau, représente deux phénomènes distincts, mais liés entre eux. Le débit solide moyen des sédiments en suspension qui transitent sur une section d'écoulement moyen est calculé par le produit de la concentration moyenne des sédiments en suspension C par le débit liquide moyen Q_l durant une période de temps donné: $Q_s = C.Q_l$.

Depuis longtemps, on a essayé de corrélérer les concentrations des sédiments en suspension aux débits liquides et de déterminer une relation qui permettait d'estimer les premiers à partir des seconds.

VI-1-1- DONNEES ET METHODOLOGIE

A la station de Pont RN 11, nous disposons une série de mesure de 3179 valeurs de hauteurs d'eau (H en cm), de débits liquides (Q_l en m^3/s) et de concentration en matières en suspension (C en g/l) ont sélectionnées pour l'établissement du rapport entre le débit liquide et la concentration.

Ces données et utilisées pour la quantification du transport solide ont été analysées en vue d'en déterminer leurs fiabilité et validité c'est-à-dire une fois mesurées, les concentrations en MES sont corrélées aux débits liquides journaliers.

Les débits liquides sont obtenus de deux façons: sur la base de la courbe de tarage à partir des hauteurs d'eau lues sur une échelle limnimétrique d'une part, et par dépouillement des hauteurs d'eau enregistrées par un limnigraphe à flotteur, d'autre part.

La concentration est obtenue d'après le protocole suivant :

A chaque lecture de hauteur d'eau, on prélève un échantillon d'eau, chargée, sur la rive à la surface de l'oued au moyen d'un flacon de 50 cl. Les sédiments filtrés sur papier-filtre sont ensuite séchés à l'étuve pendant 30 min à une température de 105°C. Ramenée à l'unité de volume (1 litre), cette charge est attribuée à la concentration en suspension instantanée véhiculée par le cours d'eau en g/l. La cadence de prise des mesures varie selon l'ampleur de l'événement.

En période de crue, les prises sont intensifiées jusqu'à des intervalles de temps d'une heure ou même de 30 min en fonction de la vitesse de l'augmentation des débits liquides.

En période d'écoulement normal ou en période d'étiage, on se contente d'une prise quotidienne effectuée généralement à midi.

Le débit solide en suspension est alors calculé par la relation: $Q_s = CQ_l$ où Q_s représente le débit solide (en kg/s), C la concentration des sédiments en suspension (en g/l) et Q_l le débit liquide journalier (en m³/s).

La relation entre les deux paramètres (C et Q_l) durant les crues est étudiée de manière qualitative. Le rapport C/Q_l a été soumis à des relations linéaire, logarithmique, polynomiale, puissance et exponentielle. Ils sont nécessaires à étudier pour quantifier le transport solide en suspension.

Généralement, les meilleurs résultats sont obtenus par une équation de type: $C = a.Q_l^b$ (Etchanchu et al., 1986 ; Walling et al., 1981 ; Wood P.A., 1977) avec a et b : coefficients empiriques.

La corrélation entre la concentration et le débit liquide c'est de trouver une relation qui lie les deux paramètres. Les résultats sont illustrés dans la figure VI.1.

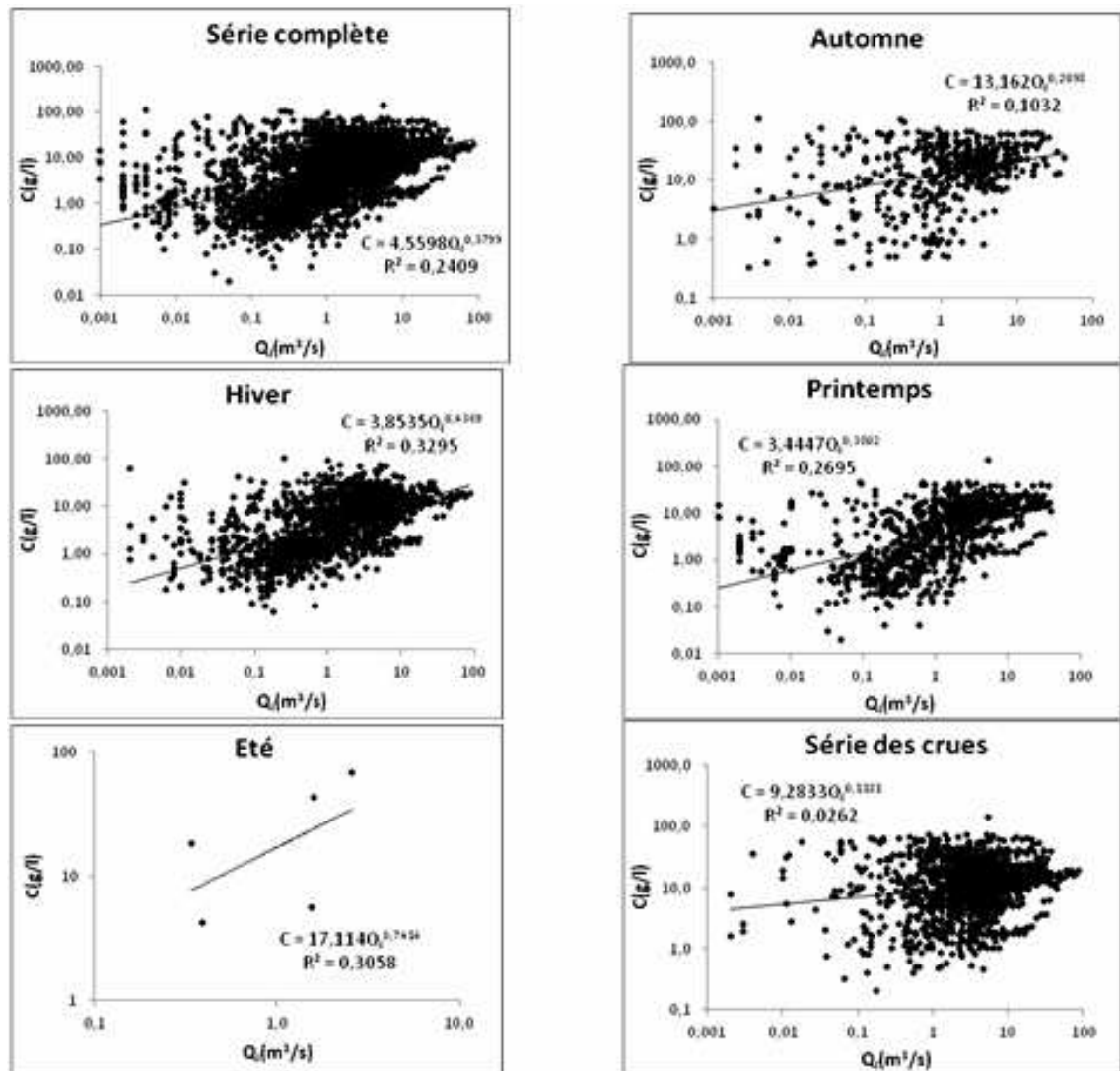


Figure VI.1 : Relations concentrations en fonction des débits liquides dans le bassin versant de l'oued Bellah, Tipaza (1974-2007).

VI-1-2- ANALYSE DES RESULTATS

La mise en graphe des données de concentration des sédiments en suspension et du débit liquide dans le bassin versant de l'oued Bellah pour la période 1974-2007 montre une dispersion considérable. L'ensemble de relations obtenues est donné dans le tableau VI.2.

Echelle temporelle	Nombre d'observations	Coefficient de corrélation	Relations obtenues
Série complète	3179	0,49 (49%)	$C=4,56.Q^{0,38}$
Automne	505	0,32 (32%)	$C=13,16.Q^{0,21}$
Hiver	1709	0,57 (57%)	$C=3,85.Q^{0,44}$
Printemps	960	0,52 (52%)	$C=3,44.Q^{0,38}$
Eté	05	0,55 (55%)	$C=17,11.Q^{0,74}$
Crues	1516	0,16 (16%)	$C=9,28.Q^{0,12}$

Tableau VI.2 : Relations concentration-débit liquide pour chaque échelle de temps de 1974 à 2007.

D'après le tableau VI.2, on voit clairement qu'il y a de mauvaises corrélations entre la concentration et le débit liquide pour l'ensemble des échelles étudiées (de 16 % pour la série des crues à 57 % pour la saison d'hiver).

Ces relations ne sont pas respectées et ainsi la mesure de la concentration n'est pas fiable c'est-à-dire n'est plus représentatif.

Cela signifierait que la mesure des deux paramètres en période de basses eaux est difficile dans ce bassin, contrairement à ce que l'on pense et que dans ce cas, elles sont fortement entachées d'erreurs.

Cette technique reste toujours limitée car elle ne permet pas une mesure intégrale de la concentration en tout point de la section de mesure.

La relation entre la concentration des sédiments en suspension et le débit liquide est obscurcie par les entrées soudaines de sédiments produites par les pluies occasionnelles dans des périodes plus sèches et par les premiers éclats.

L'expression premiers éclats est typiquement appliqué aux écoulements d'averses qui se produisent au début de la saison des pluies après une longue période d'étiage. A ce moment là, les concentrations des sédiments en suspension sont plus élevées que celles mesurées à des débits identiques plus tard dans la saison des pluies. Irrégulièrement, des concentrations élevées à des débits faibles sont également mesurées pendant les pluies sporadiques tardivement au printemps et en été.

D'après nos connaissances, on sait qu'il existe une relation entre la concentration des sédiments en suspension et le débit liquide. Et, il faut la prouver?

Pour cela, et après nos recherches, on a regroupé les débits par classes suivant les mois et l'année, et calculons la concentration médiane de chaque classe.

On trace les graphiques $C_{\text{méd}} = f(Q_{\text{Iméd}})$. Les résultats sont illustrés dans la figure VI.2.

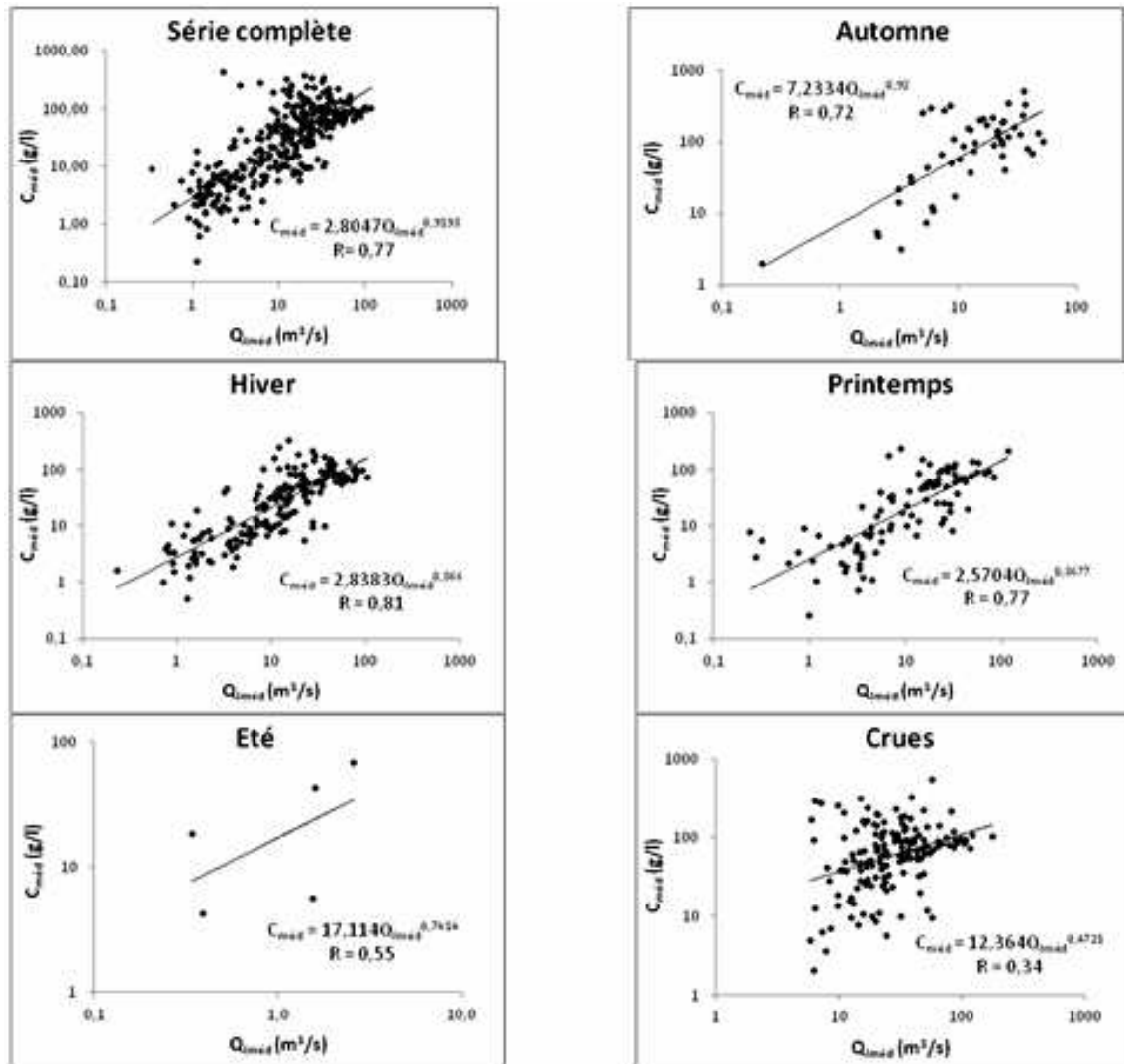


Figure VI.2 : Relations concentrations en fonction des débits liquides par regroupement en classes dans le bassin versant de l'oued Bellah, Tipaza (1974-2007).

Et, l'ensemble de relations obtenues est donné dans le tableau VI.3.

Echelle temporelle	Nombre d'observations	Coefficient de corrélation	Relations obtenues
Série complète	3179	0,77 (77%)	$C = 2,80 \cdot Q_l^{0,92}$
Automne	505	0,72 (72%)	$C = 7,23 \cdot Q_l^{0,92}$
Hiver	1709	0,81 (81%)	$C = 2,84 \cdot Q_l^{0,87}$
Printemps	960	0,77 (77%)	$C = 2,57 \cdot Q_l^{0,87}$
Eté	05	0,55 (55%)	$C = 17,11 \cdot Q_l^{0,74}$
Crues	1516	0,34 (34%)	$C = 12,36 \cdot Q_l^{0,47}$

Tableau VI.3 : Relations concentration-débit liquide par regroupement en classes pour chaque échelle de temps de 1974 à 2007.

On remarque que les coefficients de corrélation sont acceptables et que la concentration en matières en suspension croît suivant la forme $C = a.Q_l^b$ lorsqu'on regroupe les débits par classe et on calcule la concentration médiane.

De plus l'on se rend compte que les coefficients de corrélation sont de même ordre de grandeur pour la série complète, des saisons ou pour la série des crues. Toutefois la relation qu'on tire doit être considérée sous réserve de la fiabilité des résultats de mesures faites.

Donc, on a prouvé que les deux paramètres (concentration des sédiments en suspension et le débit liquide) sont étroitement liés c'est-à-dire les concentrations en MES sont corrélées aux débits liquides journaliers.

On notera cependant que la relation n'est valable que pour le cours d'eau sur lequel elle a été établie et sur la gamme des débits liquides sur laquelle les mesures ont été effectuées.

On retiendra également que bien que significative, les relations sont parfois difficilement applicables aux débits les plus élevés.

VI-2- EVOLUTION DES DEBITS SOLIDES EN FONCTION DES DEBITS LIQUIDES

Corréler les débits solides aux débits liquides c'est pour déterminer une relation qui permettrait d'estimer les premiers à partir des seconds. A ce titre, nous citons les travaux de Jakuschoff (1932) sur les rivières de Turquie et ceux de Straub (1936) sur le fleuve du Missouri (USA) (Einstein, 1950 ; Leopold et al., 1953).

Le débit solide et le débit liquide évoluent en général par une relation empirique communément appelée courbe du transport solide (Cambell F. B. et al., 1940 ; Crawford, 1991): $Q_s = a.Q_l^b$.

Ce type de relation a été proposé dès 1895 par Kenedy, (Einstein, 1989). Depuis, plusieurs chercheurs ont essayé d'identifier surtout la valeur de l'exposant b. Leopold et al. (1953) proposent pour les rivières de l'Ouest des Etats-Unis d'Amérique des valeurs de b variant entre 2 et 3, d'autres auteurs tels que Parsons et al. (1963), Muller et Forstner (1968), Bruschin et Trau (1977), Wood (1977), Finlatson (1978), Walling et Webb (1981, 1982), Meybeck (1984) ainsi que Probst et Bazerabachi (1986) les limitent entre 1 et 2, en fonction des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants, ou des conditions hydrauliques de l'écoulement dans les cours d'eau.

VI-2-1- DONNEES ET METHODOLOGIE

L'étude est réalisée à partir des données collectées au niveau du bassin versant de l'oued Bellah (1974-2007). L'utilisation du programme A.N.R.H. «Concentre/Bashyd», nous a permis d'obtenir le débit solide en kg/s, pour chaque hauteur prélevée sur la base des matières en suspension observées, par la relation suivante: $Q_s = C.Q_l$.

Pour ce travail, on a utilisé un fichier comportant la date, l'heure, la hauteur d'eau en cm, le débit liquide en m³/s, la concentration en matière en suspension en g/l et le débit solide en kg/s de chacun des prélèvements effectués.

Pour déterminer la relation débit solide-débit liquide, une approche à différentes échelles temporelles, basée sur les modèles de régression, est adoptée, en tenant compte de la donnée hydropluviométrique du bassin. Les résultats obtenus (figure VI.3) montrent

qu'il existe une relation étroite entre le débit solide et le débit liquide caractérisant l'oued Bellah. Cette relation est représentée par une loi en puissance de la forme $Q_S = a.Q_L^b$.

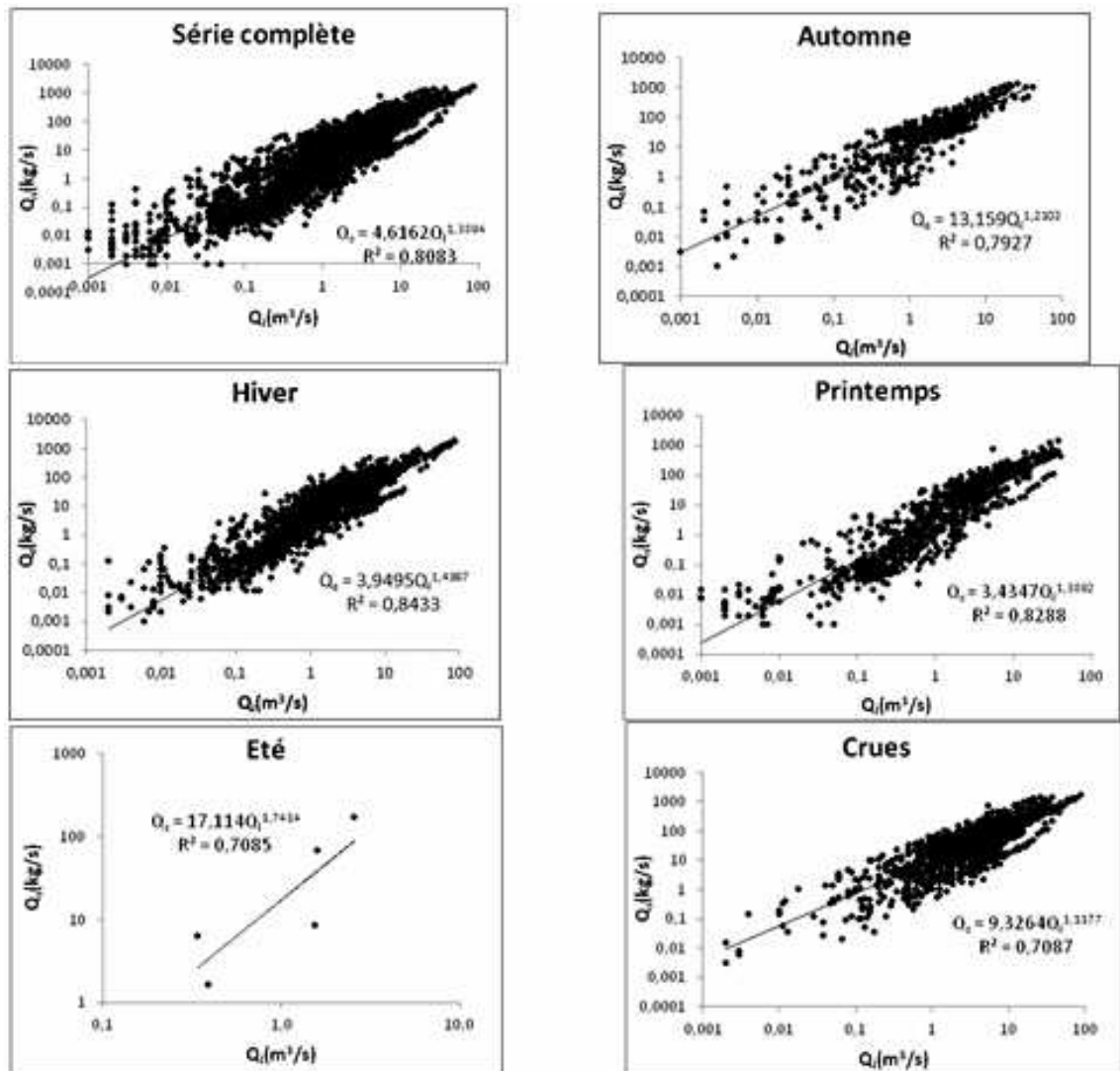


Figure VI.3 : Relations débits solides en fonction des débits liquides dans le bassin versant de l'oued Bellah, Tipaza (1974-2007).

VI-2-2- ANALYSE DES RESULTATS

Les résultats obtenus montrent qu'il existe une bonne corrélation entre ces deux grandeurs représentant la dynamique sédimentaire de l'oued Bellah. Ceci, peut s'expliquer par l'effectivité de la relation en puissance, c'est-à-dire que le débit solide est lié au débit liquide par la relation $Q_S = C.Q_L$.

Une analyse graphique des relations obtenues (figure VI.3, série complète), montre qu'à de faibles débits liquides (moins de $0,6 \text{ m}^3/\text{s}$) peuvent être associés de forts débits solides (près de 13 kg/s) déclenchés probablement à la suite d'orages violents. De même,

de fortes valeurs de débits liquides n'ont engendré qu'un faible transport solide (moins de 10 kg/s) dû à la vidange des nappes survenue à la suite d'une crue importante.

On remarque aussi que l'automne, l'hiver et le printemps se distinguent par un flux important de matières solides en suspension.

Le débit solide maximal est de l'ordre de 1386 kg/s, atteint en novembre 1984, résultant d'un débit liquide de 26 m³/s. En revanche, durant l'été, on constate une régression nette des débits liquides qui ne dépassent pas les 5 m³/s vu l'inexistence d'écoulement durant cette saison. Toutefois, on remarque quelques spécificités pour chaque saison.

Les nuages des points pour le printemps et l'hiver sont assez épais, variation large des débits solides pour des débits liquides peu variés, ce qui se traduit par l'existence d'un nombre important de prélèvements lors des tarissements, et donc une contribution importante des nappes dans l'écoulement durant ces deux saisons.

Après la saison sèche, les premières pluies de l'automne trouvent un sol sec et dur, difficilement érodable. La réponse du bassin en matières en suspension est donc très faible. C'est les pluies torrentielles qui surviennent en octobre et novembre qui arracheront de grandes quantités de matières solides, qui seront par la suite véhiculées en suspension par le cours d'eau. La réponse du bassin se manifeste rapidement par des ruissellements et des écoulements hypodermiques peu profonds. La relation entre les deux paramètres (débits liquides et solides) semble être plus étroite pour les valeurs fortes.

Quoique moins importantes que celles de l'automne, les pluies du printemps survenues après un hiver pluvieux et froid avec une succession de gel et de dégel favorisant la déstabilisation de la structure du sol le rendant plus vulnérable à l'érosion, trouvent un sol meuble et déclenchent alors, des écoulements fortement chargés.

En hiver, période de transition entre les deux saisons humides, bien que la pluviométrie soit nettement forte, les écoulements le sont plus, ce qui est dû essentiellement aux réserves importantes en eau, emmagasinées dans le sol, suite aux fortes pluies de l'automne.

L'été se distingue des autres saisons, par ses valeurs très dispersées. L'analyse de ce résultat s'avère difficile vu l'insuffisance du nombre d'observations à cause de l'inexistence d'écoulement.

Pour la série des crues, l'analyse graphique, montre que cette série se distingue aussi par une quantité importante de matières solides en suspension vu qu'elle rassemble toutes les saisons. L'ensemble de relations obtenues est donné dans le tableau VI.3.

Echelle temporelle	Nombre d'observations	Coefficient de corrélation	Relations retenues
Série complète	3179	0,90 (90%)	$Q_s = 4,62 \cdot Q_l^{1,38}$
Automne	505	0,89 (89%)	$Q_s = 13,16 \cdot Q_l^{1,21}$
Hiver	1709	0,92 (92%)	$Q_s = 3,95 \cdot Q_l^{1,44}$
Printemps	960	0,91 (91%)	$Q_s = 3,43 \cdot Q_l^{1,38}$
Été	05	0,84 (84%)	$Q_s = 17,11 \cdot Q_l^{1,74}$
Crues	1516	0,84 (84%)	$Q_s = 9,33 \cdot Q_l^{1,12}$

Tableau VI.4 : Relations débit solide-débit liquide pour chaque échelle de temps de 1974 à 2007.

D'après le tableau VI.3, on voit clairement qu'il y a de bonnes corrélations pour l'ensemble des échelles étudiées (de 84% en été à 92% en hiver).

On peut conclure que, les relations de la corrélation débit solide-débit liquide sont respectées et elles permettent de quantifier et évaluer le transport solide en suspension dans l'oued Bellah.

VI-2-3- CALCUL DU TRANSPORT SOLIDE JOURNALIER EN SUSPENSION

Pour estimer les apports solides en suspension, nous avons utilisé la relation de la série complète ($Q_s = 4,62.Q_l^{1,38}$). Le calcul se fait sur une période de 33 ans allant de 1974/1975 à 2006/2007. Les résultats obtenus sont représentés dans le tableau VI.4 et la figure VI.4.

Année	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai.	Jui.	Juil.	Août.	Ag[10 ⁴]	Ag[tonne/an]
74-75	65	7872	8719	689	647	3070	6840	6828	5002	280	158	254	0,024	613
75-76	213	191	14872	12764	5642	37895	6846	2295	4203	175	47	21	0,110	1926
76-77	268	1894	2847	3989	4991	725	2981	2614	805	62	24	19	0,022	400
77-78	671	1887	2875	12077	4962	12375	7264	2107	2205	1218	754	925	0,051	925
78-79	6	10925	253	4248	2743	18263	69025	2202	248	112	58	19	0,110	1973
79-80	88	211	2419	7907	14598	8289	9126	2043	842	168	94	104	0,048	873
80-81	124	199	215	2204	2907	1842	2406	981	2348	297	220	191	0,016	296
81-82	450	923	2872	10746	7199	4812	2856	1055	1421	260	114	118	0,032	608
82-83	515	466	2929	6245	1260	2148	941	279	262	89	115	7	0,018	220
83-84	24	22	277	5662	8129	1850	6914	478	905	282	66	6	0,025	454
84-85	32	8492	13664	1770	7208	6892	10615	1828	1776	207	8	17	0,052	953
85-86	157	21	1148	600	1061	4949	12607	2275	615	1202	1120	148	0,027	486
86-87	2198	437	15432	15982	7162	18429	12198	4779	2700	905	569	1515	0,085	1540
87-88	1864	459	1920	12418	5219	6120	12623	5189	2256	1472	201	6	0,049	896
88-89	97	505	4906	378	5127	1210	1711	19223	2055	850	198	50	0,036	662
89-90	2812	1545	6622	2019	6689	1247	1418	1829	1912	689	0	0	0,025	452
90-91	0	605	504	2289	24910	8408	14425	554	848	110	40	17	0,055	997
91-92	64	104	1072	4216	56	256	1705	2762	1892	558	92	23	0,012	226
92-93	192	749	2062	4812	1198	2843	988	680	260	77	74	20	0,015	270
93-94	622	16	84	1823	2461	2704	471	1013	4	5	0	6	0,010	202
94-95	645	145	1914	18	6465	720	8437	20862	290	52	12	16	0,042	789
95-96	10	5	2	51	282	741	52	992	2088	98	4	2	0,004	79
96-97	80	2321	7095	695	491	8990	1717	222	227	51	12	20	0,022	401
97-98	1	0	1107	1014	889	622	401	420	279	0	0	0	0,005	88
98-99	0	0	666	25225	1289	9215	12841	200	266	0	0	0	0,040	1095
99-00	56	251	29	287	7504	2022	612	156	995	0	0	0	0,012	216
00-01	85	102	627	120	1172	222	119	288	9	1	0	0	0,002	54
01-02	2	0	21106	100	202	111	2191	21	6	0	16	22	0,024	422
02-03	0	1	205	108	6958	1688	521	589	240	7	0	0	0,011	191
03-04	28	0	1818	1845	6272	4279	620	954	214	22	0	0	0,017	212
04-05	29	6	229	2222	4268	6920	7982	485	90	18	1	1	0,022	405
05-06	170	6	43	12615	2884	2801	1219	262	9747	968	4	2	0,031	559
06-07	2877	22	86	1622	4822	2258	1704	1248	12	6	2	2	0,017	207
Moy.	492,2	1225,2	2598,2	5152,2	4829,9	6325	6756	2819,9	1521,5	218,6	78,1	110,5	0,032	610

Tableau VI.5 : Répartition mensuelle et annuelle des apports solides en suspension (en tonnes) et des dégradations spécifiques (en tonnes par km² et par an) dans le bassin versant de l'oued Bellah (1974/1975 à 2006/2007).

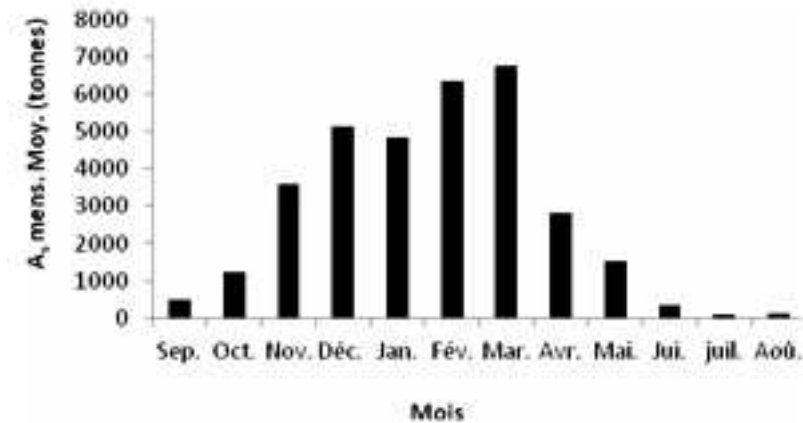


Figure VI.4 : Variation des apports solides mensuels moyens en suspension dans le bassin versant de l'oued Bellah pour la période de 1974/1975 à 2006/2007.

VI-2-4- DISCUSSIONS

Le tableau VII.4 montre que les années 75/76, 78/79, 86/87, 90/91 et 98/99 se caractérisent par des volumes de sédiments en suspension d'un ordre de grandeur double à triple comparés aux autres années.

Ceci peut s'expliquer par le fait que ces années ont été marquées par l'avènement de crues exceptionnelles en volume et en durée.

Dans ce contexte, on notera la crue de février 1976 (57895 tonnes) avec un apport liquide de $6,60 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $8,79 \text{ g/l}$, la crue de mars 1979 (69025 tonnes) avec un apport liquide de $3,10 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $22,2 \text{ g/l}$, la crue d'avril 1995 (26862 tonnes) avec un apport liquide de $2,78 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $9,71 \text{ g/l}$, la crue de décembre 1998 (35535 tonnes) avec un apport liquide de $3,83 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $9,40 \text{ g/l}$ et la crue de novembre 2001 (21106 tonnes) avec un apport liquide de $1,65 \text{ Hm}^3$ et une concentration de $12,73 \text{ g/l}$.

La figure VI.4 montre que les quantités maximales des sédiments transportés en suspension par l'oued Bellah s'effectuent entre novembre et avril.

On constate que les crues d'hiver et les crues de printemps (de $40 \text{ m}^3/\text{s}$ à $87 \text{ m}^3/\text{s}$) favorisent le transport des sédiments en suspension car elles sont caractérisées par une forte turbulence, due aux débits extrêmes. Tandis que, les crues d'automne se caractérisent par de fortes concentrations et de faibles débits. La turbulence étant faible, le transport en suspension n'est pas favorisé.

A partir des apports solides A_S (t), on peut déterminer la dégradation spécifique A_{SS} ($\text{t}/\text{km}^2/\text{an}$) par la relation $A_{SS} = A_S/S$ où S , est la surface du bassin (tableau VI.4).

On note alors, que la dégradation spécifique est très variable d'une année à l'autre. Elle varie de $54 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$ pour l'année 2000/2001 à $1973 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$ pour l'année 1978/1979, soit un rapport de 1 à 37.

On peut aussi remarquer que pour deux années recevant presque la même quantité de précipitations, la charge en suspension peut être très différente.

A titre d'exemple, en 1975/1976, on a prélevé 0,11 million de tonnes pour une précipitation de 698 mm alors qu'en 1980/1981, presque pour la même quantité des précipitations de l'ordre de 658 mm, on a prélevé 0,016 millions de tonnes de sédiments, soit un rapport de 1 à 7.

L'apport moyen annuel des sédiments enregistré à l'exutoire du bassin versant de l'oued Bellah est évalué à 33000 tonnes, ce qui correspond à une dégradation spécifique de $610 \text{ t}/\text{km}^2/\text{an}$. On notera que cette valeur se situe dans la fourchette des dégradations trouvées pour quelques bassins versants Magrébins (tableau VI.5).

Bassin versant	Dégradation spécifique [t/km ² /an]	Auteurs
Maghreb	265 à 2569	Heusch et Millies-Lacroix, 1971
Maghreb	1000 à 5000	Walling, 1984
Maghreb	397	Probst et Amiotte Suchet, 1992
Maroc	750	Snoussi, 1988
La Tafna (Algérie)	150	Sogreah, 1967
Oued Mazafran (côtier algérois)	1610	Bourouba, 1997
L'Isser (Lakhdaria)	2300	Bourouba, 1997
Algérie orientale	145	Bourouba, 1998
Ebda (Algérie)	1875	Meddi, 1999
Mouilah (Algérie)	126	Terfous et al., 2001
La haute Tafna (Algérie)	1120	Megnounif et al., 2003
Sebdou (Algérie)	937	Bouanani, 2004
Sikkak (Algérie)	170	Bouanani, 2004
Mina (Algérie)	187	Achite et Meddi, 2005
Abd (Algérie)	136	Achite et Ouillon, 2007
Saf Saf (Algérie)	461	Khanchoul et al., 2007
Sebdou (Algérie)	1330	Ghenim et al., 2007
Bellah (Algérie)	610	Présente étude

Tableau VI.6 : Quelques valeurs des dégradations spécifiques publiées pour des bassins versant voisins.

CHAPITRE- VII : EVOLUTION DE LA CONCENTRATION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION ET DES DEBITS LIQUIDES DURANT LES CRUES

VII-1- METHODOLOGIE

Les relations entre la concentration des sédiments en suspension C [g/l] et les débits liquides Q_l [m³/s] pour un événement hydrologique telles que les crues, peuvent être étudiées qualitativement par l'analyse des courbes des concentrations et des débits liquides en fonction du temps pour 104 crues sur l'oued Bellah. Ces relations sont fondamentales dans le domaine du transport solide en rivière et, nécessaires à étudier pour le quantifier.

Pour le prouver, il faut montrer la variabilité des concentrations en matières solides durant les crues. Pour cela, il faut analyser les graphes des concentrations en sédiments et les débits liquides en fonction du temps. L'analyse montre qu'il n'est pas possible de considérer une relation stable entre les débits liquides et les concentrations en matières solides c'est-à-dire une variabilité temporelle expliquée par l'effet saisonnier, ainsi, que par le phénomène d'hystérésis qui définit en fait l'évolution de C [g/l] et Q_l [m³/s] durant la crue.

L'étude sur le bassin versant de l'oued Bellah, Tipaza, Algérie a pour objet de trouver cette variabilité temporelle de la concentration en sédiments. Cette étude nécessite un traitement individualisé de chaque crue, avec une reconstitution des courbes des concentrations en sédiments et des débits liquides en fonction du temps et les analyser.

A cet effet, G.P. Williams, 1989 propose une classification de ces relations basées sur le rapport C/Q_i durant les phases de montée de crue et de décrue.

Cinq modèles de relations sont ainsi établis c'est-à-dire cinq exemples de classes d'hystérésis ont été identifiés sur la base d'un critère fiable, le rapport C/Q_i et sont discutés ici, incluent des variétés (voir chapitre IV). Bien que ce n'est pas toujours évident, vu le manque et l'imprécision des données, nous allons présenter, dans ce qui suit, les graphes des relations C-Q_i pour les 104 crues enregistrés à l'oued Bellah sur la période hydropluviométrique étudiée. Nous essayons en même temps de caractériser et de classer ces différentes relations pour une meilleure compréhension du phénomène. Les résultats sont illustrés dans le tableau VII.1.

Tableau VII.1 : Chronologie des crues sélectionnées.

Crue	Date de la crue	Nombre d'observations	Crue	Date de la crue	Nombre d'observations
01 02	06/04/06	07	08 09	02/07/11	03
03 04	07/04/06	07	10 11	05/12/09	03
05 06	07/04/06	07	12 13	05/06/10	03
07 08	07/04/06	07	14 15	06/02/10	03
09 10	07/04/06	07	16 17	06/02/10	03
11 12	07/04/06	07	18 19	06/02/10	03
13 14	07/04/06	07	20 21	06/02/10	03
15 16	07/04/06	07	22 23	06/02/10	03
17 18	07/04/06	07	24 25	06/02/10	03
19 20	07/04/06	07	26 27	06/02/10	03
21 22	07/04/06	07	28 29	06/02/10	03
23 24	07/04/06	07	30 31	06/02/10	03
25 26	07/04/06	07	32 33	06/02/10	03
27 28	07/04/06	07	34 35	06/02/10	03
29 30	07/04/06	07	36 37	06/02/10	03
31 32	07/04/06	07	38 39	06/02/10	03
33 34	07/04/06	07	40 41	06/02/10	03
35 36	07/04/06	07	42 43	06/02/10	03
37 38	07/04/06	07	44 45	06/02/10	03
39 40	07/04/06	07	46 47	06/02/10	03
41 42	07/04/06	07	48 49	06/02/10	03
43 44	07/04/06	07	50 51	06/02/10	03
45 46	07/04/06	07	52 53	06/02/10	03
47 48	07/04/06	07	54 55	06/02/10	03
49 50	07/04/06	07	56 57	06/02/10	03
51 52	07/04/06	07	58 59	06/02/10	03
53 54	07/04/06	07	60 61	06/02/10	03
55 56	07/04/06	07	62 63	06/02/10	03
57 58	07/04/06	07	64 65	06/02/10	03
59 60	07/04/06	07	66 67	06/02/10	03
61 62	07/04/06	07	68 69	06/02/10	03
63 64	07/04/06	07	70 71	06/02/10	03
65 66	07/04/06	07	72 73	06/02/10	03
67 68	07/04/06	07	74 75	06/02/10	03
69 70	07/04/06	07	76 77	06/02/10	03
71 72	07/04/06	07	78 79	06/02/10	03
73 74	07/04/06	07	80 81	06/02/10	03
75 76	07/04/06	07	82 83	06/02/10	03
77 78	07/04/06	07	84 85	06/02/10	03
79 80	07/04/06	07	86 87	06/02/10	03
81 82	07/04/06	07	88 89	06/02/10	03
83 84	07/04/06	07	90 91	06/02/10	03
85 86	07/04/06	07	92 93	06/02/10	03
87 88	07/04/06	07	94 95	06/02/10	03
89 90	07/04/06	07	96 97	06/02/10	03
91 92	07/04/06	07	98 99	06/02/10	03
93 94	07/04/06	07	100 101	06/02/10	03
95 96	07/04/06	07	102 103	06/02/10	03
97 98	07/04/06	07	104 105	06/02/10	03

VII-2- PRINCIPAUX PARAMETRES STATISTIQUES UTILISES(Aivazian, 1970)

VII-2-1- Paramètres de tendance centrale

a- Moyenne arithmétique

Dans le cas de variables continues:

$$\bar{X} = \sum_{i=1}^n \frac{X_i}{n} \quad (VIII.1)$$

Avec,

\bar{X} : la moyenne arithmétique et n : le nombre d'observation.

b- Médiane M_e

La médiane est le terme tel que le nombre d'observations qui lui sont supérieures est égal au nombre d'observations qui lui sont inférieures.

Si : $N = 2n + 1 \rightarrow$ la médiane est le $(n+1)^{\text{ème}}$ terme.

Si : $N = 2n \rightarrow$ la médiane est égale à la moyenne du $n^{\text{ème}}$ et $(n+1)^{\text{ème}}$ terme.

c- Mode M_o ou dominante D

Le mode est la valeur de la variable qui présente le maximum de fréquence. Dans le cas de distribution symétrique, le mode est égale à la moyenne arithmétique et à la médiane.

VII-2-2- Paramètres de dispersion

a- Ecart-type

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum_1^n (X_i - \bar{X})^2}{n}} \quad (\text{VIII. 2})$$

Avec,

σ_x : l'écart type, \bar{X} : la moyenne arithmétique et n : le nombre d'observation.

b- Coefficient de variation

$$C_v = \frac{\sigma_x}{\bar{X}} \quad (\text{VIII. 3})$$

VII-2-3- Paramètres caractéristiques de la forme

a- Coefficient d'asymétrie

$$C_s = \frac{\sum_1^n (X_i - \bar{X})^3}{n\sigma_x^3} \quad (\text{VIII. 4})$$

b- Coefficient d'aplatissement

$$C_a = \frac{n}{(n-1)(n-2)} \sum_1^n \left(\frac{X_i - \bar{X}}{\sigma_x}\right)^3 \quad (\text{VIII. 5})$$

Le terme de crue fait référence à un événement hydrologique complet, avec une montée de crue et une décrue.

Le tableau VII.2 donne les caractéristiques statistiques des crues traitées pour les variables Q_l et C , donnant d'une part, l'écart type, la moyenne, le mode, la médiane, le coefficient de variation, l'aplatissement et l'asymétrie, et d'autre part, le temps de base, le temps de montée, ainsi que le volume écoulé.

Les intervalles de variation des estimations des paramètres statistiques des échantillons analysés (en les considérant un à un) sont assez importants, témoignant de l'irrégularité de l'écoulement du régime hydrologique de l'oued Bellah. On représente les 14 crues et les autres sont illustrées dans l'annexe 1.

Étude du transport solide par charriage et en suspension dans le bassin versant de l'oued Bellah (Tipaza)

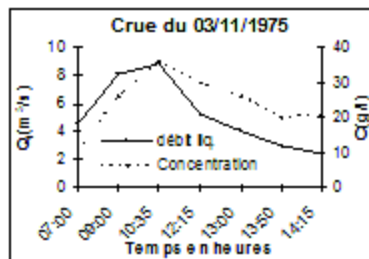
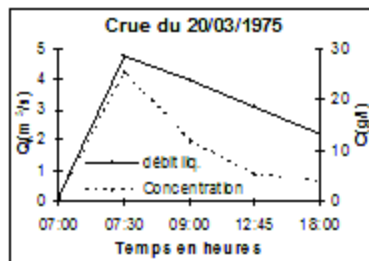
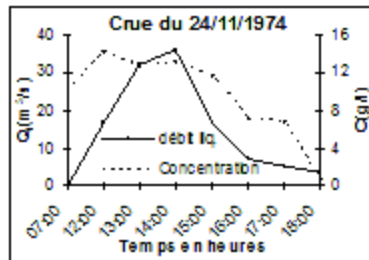
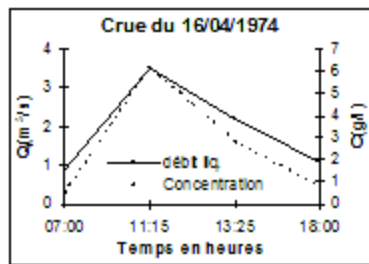
Crue	Variables	Ecart type	Moyenne	Mode	médiane	Cv	Aplatissement	Asymétrie
01	Q ₁	01,20	01,92	-	01,64	00,63	-01,00	00,88
	C	02,63	02,55	-	01,79	01,03	00,38	01,77
02	Q ₁	13,33	14,63	-	11,85	00,91	-00,88	00,75
	C	04,46	09,60	-	11,00	00,46	00,99	-01,15
03	Q ₁	01,79	02,83	-	03,07	00,63	00,44	-00,82
	C	09,85	09,31	-	05,20	01,06	01,69	01,38
04	Q ₁	02,42	05,17	-	04,53	00,47	-01,01	00,69
	C	08,00	24,11	-	25,80	00,33	00,78	-00,44
05	Q ₁	09,92	11,42	04,70	07,45	00,87	01,26	01,44
	C	08,15	16,18	07,40	14,60	00,50	-00,81	00,63
06	Q ₁	01,84	03,53	03,93	03,15	00,52	03,53	01,52
	C	04,37	15,64	20,20	16,80	00,28	-01,41	-00,50
07	Q ₁	09,81	11,45	-	10,64	00,86	-01,24	00,41
	C	08,48	17,37	18,40	18,40	00,49	-00,69	-00,61
08	Q ₁	26,33	36,83	06,80	36,00	00,71	-01,17	00,33
	C	04,70	13,10	18,60	13,80	00,36	-00,41	-00,70
09	Q ₁	01,14	03,98	-	03,62	00,29	-	01,28
	C	01,44	02,13	-	01,44	00,68	-	01,66
10	Q ₁	01,56	06,23	-	06,72	00,25	03,02	-01,49
	C	01,40	03,79	-	03,81	00,37	01,85	-01,31
11	Q ₁	02,83	04,04	-	04,13	00,70	-01,08	00,42
	C	04,45	05,46	-	04,59	00,82	-01,43	00,57
12	Q ₁	01,59	03,98	-	03,37	00,40	-00,59	00,93
	C	04,42	11,74	-	13,85	00,38	-01,95	-00,70
13	Q ₁	10,68	19,81	-	23,04	00,54	-01,98	-00,31
	C	05,09	15,43	-	14,31	00,33	-01,84	00,37
14	Q ₁	02,00	03,21	02,30	03,05	00,62	-00,48	00,61
	C	17,60	34,35	-	39,82	00,51	-00,40	-00,64

Cv: coefficient de variation, Q₁ en m³/s et C en g/l

Tableau VII.2 : Statistiques par événement.

Le tracé des graphes temporels ainsi que celui représentant l'hystérésis est donnée en figure VII.1 (à gauche sont représentés la chronologie des variations de C et Q₁ et à droite l'hystérésis). On représente dans la figure VII.1, les quatres premières crues tandis que le reste c'est-à-dire les cents crues sont représentées dans l'annexe 2.

Chronologie des variations C et Q_l



Hystérésis

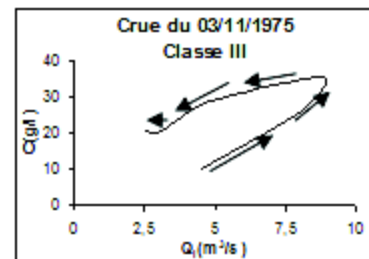
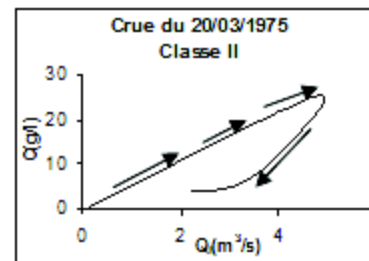
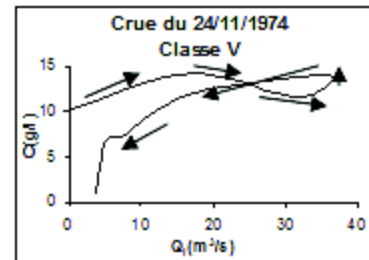
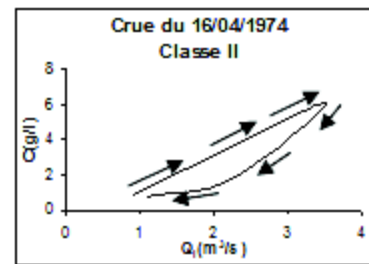


Figure VII.1 : Evolution des concentrations des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pendant les crues à l'oued Bellah (1974/2007) et classification des relations C- Q_l .

VII-3- DISCUSSIONS

VII-3-1- APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE L'OUED BELLAH

L'application de l'approche des hystérésis, pour les différentes crues enregistrées au niveau du bassin étudié durant les périodes de données disponibles, fait ressortir la distribution (tableau VIII), des différentes classes d'évolution des relations concentration en sédiments transportés avec les débits liquides et leur fréquence relative.

Classes	Nombre total des crues	I courbe simple	II clockwise	III counterclockwise	IV Figure huit
Bellah (1974/2007)	104	0 %	45,2 %	15,4 %	39,4 %

Les courbes de la figure VII.1 présentent les fluctuations de la concentration des sédiments transportés en suspension et des débits liquides pour les crues. Elles montrent qu'à l'oued Bellah, l'évolution des concentrations en fonction des débits liquides pendant les crues suit principalement trois modèles.

L'évolution de la relation des concentrations des sédiments en suspension et le débit liquide pour les crues de l'oued Bellah, se présente à 45,2% suivant le modèle en boucle dans le sens des aiguilles d'une montre (clockwise loop). Ce modèle se présente particulièrement pour les crues du printemps. Ceci est peut être dû à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes d'hiver comparé, à un manque ou une diminution des réserves en sédiments à la fin de la saison sèche. Selon, Heidel (1956), dans les petits cours d'eau, la concentration maximum des sédiments se produit habituellement avant le débit maximum. Comme, il peut se présenter pour les crues d'automne et les crues d'hiver.

Les courbes en boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (modèle counterclockwise loop) sont caractéristiques surtout des crues d'hiver et de printemps. A l'oued Bellah, ce modèle se manifeste par un pourcentage de 15,4%. Le sol étant plus ou moins saturé et couvert résiste mieux à la pluie. L'érosion et le transport solide se verront légèrement retardés par rapport aux écoulements. Ainsi, ce n'est qu'après une érosion prolongée que la concentration en matières en suspension augmente.

Les formes en huit (39,4%), se présentent souvent pendant les crues de printemps, saison caractérisée par de fortes pluies tombant après un hiver relativement froid mais généralement pluvieux. Aussi, les sédiments accumulés dans le lit de l'oued seront mobilisés dès les premières crues du printemps pour donner au départ des pics de concentration antérieurs aux pics de débits liquides. Le phénomène s'inverse avec le temps dès l'épuisement du stock de sédiments.

De manière plus générale, les causes de formations de ces boucles sont la diminution du stock de sédiments au cours de l'événement et l'existence d'une couche de pavage formée sur le lit antérieurement à la crue. L'observation d'hystérésis horaire indique que les sédiments transportés durant la crue proviennent du lit de la rivière. Comme, ils peuvent provenir des berges et des affluents. On signale, que l'oued Bellah est concerné par le sapement des berges, c'est-à-dire au moment des crues, les eaux ont tendance à saper les berges concaves et à provoquer des éboulements.

CHAPITRE -VIII : CALCUL DU TRANSPORT SOLIDE PAR CHARRIAGE

INTRODUCTION

Le transport solide par charriage, représente la progression de sédiments grossiers (sables, gravier, galets et blocs), de diamètre supérieur à 1mm, qui se déplacent par roulement ou glissement, au voisinage immédiat du fond du cours d'eau, et parcourent des distances relativement petites et discontinues dans le temps et dans l'espace.

Les mesures du transport solide par charriage, sur le terrain, sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement. De ce fait, les évaluations de ce type de transport solide sont difficiles à mener en l'absence de bases de données.

On se contente généralement d'études sur modèles réduits pour déterminer la proportion du charriage par rapport à la suspension ou au transport total (Couvert, B. 1994 et al. ; Du voisin, J. 1989).

Pour quelques bassins versants, le taux de charriage a été estimé à 12,5% de la suspension (Djebbi, M. 1990).

Le transport solide est principalement réglé par deux propriétés du cours d'eau: la vitesse d'écoulement et la granulométrie des matériaux.

Le granulat est défini comme étant un matériau non cohérent, plus ou moins roulé ou brisé, tapissant tout ou une partie des berges et du fond et qui conserve son individualité propre au cours de son transport dans les rivières.

En effet, la granulométrie du sol, joue un grand rôle dans la compréhension du transport solide. L'U.S.Geographical Union a classé les granulats (tableau VIII.1).

Nature	Diamètre [mm]	
Bloc	Très gros	4000-2000
	Gros	2000-1000
	Moyen	1000-500
	Petit	500-250
Moellon	Gros	250-130
	Petit	130-64
Gravier	Très gros	64-32
	Gros	32-16
	Moyen	16-8
	Fin	8-4
	Très fin	4-2
Sable	Très gros	2-1
	Gros	1-0,5
	Moyen	0,5-0,25
	Fin	0,25-0,125
Limon	Très gros	0,125-0,062
	Gros	0,062-0,031
	Moyen	0,031-0,016
	Fin	0,016-0,008
	Très fin	0,008-0,004
Argile	< à 4 μ	

Pour notre zone d'étude, nous avons exécuté des mesures du matériau de fond, en faisant des prélèvements d'échantillons sur le long de l'oued Bellah et plus précisément à l'aval de la station. L'échantillonnage a été effectué sur 3 sections (figure VIII.1). Ils ont été pris à la surface de l'oued Bellah.



Figure VIII.1 : Situation des prélèvements de matériaux solides dans l'oued Bellah.

L'opération de l'échantillonnage est mentionnée dans le tableau VIII.2:

Tableau VIII.2 : Situation des prélèvements d'échantillon de matériaux solides.

Section	Situation des prélèvements
1	118m à l'aval de la station
2	124m à l'aval de la section 1
3	161m à l'aval de la section 2

L'analyse granulométrique, faite au laboratoire central des travaux publics (antenne de Blida), pour la détermination du diamètre moyen charrié a révélé que le granulat de diamètre D_{50} est matérialisé par des graviers moyens à fins. Le tableau VIII.3 illustre les résultats de l'analyse granulométrique.

Tableau VIII.3 : Résultats de l'analyse granulométrique.

Section de prélèvement	1	2	3
D_{50} [mm]	9	4	14

D'où, $D_{50} = 9$ mm (en prenant la moyenne des 3 échantillons).

VIII-1- CALCUL DU TRANSPORT SOLIDE PAR CHARRIAGE

Le transport solide en Algérie est évalué au niveau des stations hydrométriques des bassins versants pour la quasi-totalité des épisodes d'écoulement. Généralement, on se limite au débit en suspension. La mesure du charriage est en effet un problème dont la solution n'est pas complète. A partir de l'évaluation du transport solide en suspension, le charriage est estimé entre 15 % et 25 % de la suspension, selon plusieurs auteurs.

VIII-1-1- ANALYSE DES RESULTATS

Sur la base de l'hypothèse, que le charriage est estimé entre 15 % et 25 % de la suspension, selon plusieurs auteurs (Larfi, 2006), nous calculons le transport solide journalier charrié. Les résultats de calcul sont présentés dans le tableau VIII.4.

Année	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai.	Juin.	Juil.	Août.	Ag[10 ⁴]	Ag[tkm ² /an]
74-75	11	1968	1690	117	112	768	1160	1160	1251	70	29	29	0,0084	152
75-76	23	68	2712	2426	1411	14474	1462	274	1051	44	12	2	0,026	482
76-77	67	474	712	997	1242	122	990	624	151	16	6	5	0,006	100
77-78	162	472	719	2289	1241	2219	1841	227	251	220	189	222	0,012	224
78-79	2	2722	22	1092	626	4291	17226	251	90	22	15	5	0,027	492
79-80	22	22	222	1977	2900	2097	2222	211	212	42	21	27	0,012	212
80-81	24	20	79	276	277	422	627	242	240	74	22	42	0,0041	74
81-82	112	222	622	2627	1200	1422	647	264	220	60	22	20	0,0024	152
82-83	129	117	922	1290	240	792	222	70	91	22	22	2	0,0044	80
83-84	9	12	69	1416	2022	422	1722	169	226	96	17	2	0,0042	114
84-85	12	2122	2416	422	1227	1672	2626	620	624	22	2	4	0,012	222
85-86	29	5	227	100	262	1227	2122	244	104	226	220	27	0,0047	121
86-87	200	109	2222	2246	1726	4210	2200	1122	922	226	142	279	0,021	222
87-88	424	112	422	2102	1220	1022	2122	1227	229	262	122	2	0,012	224
88-89	26	126	1227	22	1222	222	422	4206	214	212	20	12	0,0091	166
89-90	702	226	1126	202	1672	227	222	427	472	167	0	0	0,0042	112
90-91	0	121	126	272	6472	2127	2226	122	212	22	10	4	0,014	249
91-92	11	26	262	1079	14	29	426	491	472	140	22	6	0,0022	29
92-93	42	127	216	1122	200	961	247	162	90	19	19	2	0,0027	67
93-94	122	4	21	406	220	676	112	224	1	1	0	2	0,0022	42
94-95	111	26	479	5	1116	120	2109	6716	72	12	2	4	0,011	197
95-96	2	1	1	12	71	122	12	242	222	22	1	1	0,0011	20
96-97	20	222	1774	174	122	2242	429	26	22	12	2	2	0,0022	100
97-98	0	0	277	224	222	126	100	102	22	0	0	0	0,0012	22
98-99	0	0	167	2224	217	2229	2212	20	97	0	0	0	0,012	274
99-00	14	62	7	64	1276	202	122	29	249	0	0	0	0,002	24
00-01	21	26	127	20	222	22	20	97	2	0	0	0	0,0007	12
01-02	1	0	2277	22	21	22	242	2	2	0	4	6	0,006	102
02-03	0	0	76	27	1740	422	120	147	22	2	0	0	0,002	42
03-04	10	0	422	424	1262	1242	122	246	24	2	0	0	0,0042	72
04-05	10	2	60	226	1067	1722	1996	121	22	2	0	0	0,004	101
05-06	42	2	11	2126	721	700	202	66	2427	242	1	1	0,002	140
06-07	229	6	21	402	1206	240	426	227	2	2	1	1	0,004	77
Moy.	122,4	246,4	299,7	1222,2	1210,2	1222,9	1422,1	702,1	222,2	79,2	22,6	27,2	0,002	121

Tableau VIII.4 : Répartition mensuelle et annuelle des apports solides par charriage (en tonnes) et des dégradations spécifiques (en tonnes par km² et par an) dans le bassin versant de l'oued Bellah (1974/1975 à 2006/2007).

Le transport solide total est donné par la formule suivante: $W_t = Q_s + G_s$. Les résultats de calcul sont représentés dans le tableau VIII.5.

Étude du transport solide par charriage et en suspension dans le bassin versant de l'oued Bellah (Tipaza)

Année	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar.	Avr.	Mai.	Jui.	Juil.	Août.	Ag[10 ⁶]	Ag[10 ⁶ /an]
74-75	56	9640	2299	256	259	2222	2900	2792	6252	220	192	622	0,042	766
75-76	266	229	18290	17120	7022	72269	2202	2669	2224	219	29	29	0,12	2408
76-77	222	2262	2229	6926	6229	916	6921	2262	756	79	20	26	0,028	260
77-78	229	2229	2294	16266	6202	16294	9206	2624	2726	1662	962	1160	0,064	1169
78-79	2	12622	661	2660	2629	22924	26221	2722	662	161	72	26	0,14	2467
79-80	110	264	6276	9224	19292	10626	11602	2224	1066	210	102	122	0,06	1091
80-81	162	269	294	2220	6224	2216	2122	1226	6192	271	272	229	0,02	270
81-82	262	1166	2260	12622	2999	7266	2222	1219	1901	200	162	162	0,042	760
82-83	666	222	2971	7922	1700	2990	1176	269	624	111	166	9	0,022	460
83-84	62	62	266	7072	10174	2222	2662	662	1121	672	22	2	0,021	262
84-85	66	10616	17020	2212	9122	2262	12269	2292	2220	229	10	21	0,07	1192
85-86	196	22	1622	200	1226	6126	12729	6219	219	1622	1600	122	0,022	667
86-87	2992	266	19291	19222	2922	22069	16692	2976	6222	1121	711	1292	0,11	1922
87-88	2220	276	2612	16222	6669	2162	16791	6626	6192	1660	626	2	0,062	1120
88-89	121	621	6122	672	6669	1622	2129	26029	2269	1062	262	62	0,046	222
89-90	2212	1921	2772	2226	2261	1624	1772	2226	2290	226	0	0	0,021	262
90-91	0	726	620	2261	22222	10622	19220	622	1060	122	20	21	0,07	1246
91-92	22	120	1261	2992	70	662	2121	2622	2266	692	116	29	0,02	292
92-93	260	226	2279	2766	1692	6206	1222	622	620	96	92	22	0,019	227
93-94	791	20	102	2021	6201	2220	229	1269	2	6	0	2	0,012	227
94-95	226	121	2292	22	2221	900	10266	22272	262	62	12	20	0,024	296
95-96	12	6	6	66	226	926	66	1261	2610	122	2	6	0,002	22
96-97	100	2912	2269	269	616	11222	2166	279	609	66	16	22	0,022	261
97-98	1	0	1226	1262	1111	772	201	222	676	0	0	0	0,006	110
98-99	0	0	622	66219	1626	11666	16076	220	622	0	0	0	0,02	1269
99-00	70	216	26	221	2220	2260	762	192	1266	0	0	0	0,012	270
00-01	106	122	726	120	1662	616	169	622	11	1	0	0	0,004	67
01-02	2	0	26222	122	224	129	2729	29	2	0	20	29	0,02	241
02-03	0	1	221	122	2692	2110	621	726	622	9	0	0	0,012	229
03-04	62	0	2272	2219	7260	6726	772	1221	262	60	0	0	0,022	291
04-05	69	2	299	2779	2222	2662	2979	606	112	22	1	1	0,022	266
05-06	212	2	26	12769	2602	2201	1226	229	12126	1210	2	2	0,022	692
06-07	6266	22	102	2061	6022	6192	2120	1622	12	2	6	6	0,021	222
Moy.	616,6	1221,7	4497,9	6441,7	6026,1	7942,9	2442,2	2212	1912,2	292,2	162,2	122,4	0,042	722

Tableau VIII.5 : Répartition mensuelle et annuelle du transport solide total dans le bassin versant de l'oued Bellah.

A partir des tableaux ci-dessus, on remarque que, la plupart des valeurs des débits solides charriés journaliers calculés en période sèche sont supérieures à celles des débits en suspension. Ceci explique que la lame d'eau s'y écoulant est considérée laminaire pour les versants. Tandis que, la suspension est due en grande partie à la turbulence de l'écoulement est alors faible. Mais, en période humide, on observe le contraire c'est-à-dire que les débits solides en suspension sont plus importants que ceux charriés. Ceci peut expliquer par des crues existantes dans cette période où l'écoulement devient turbulent.

On remarque aussi que les débits solides charriés annuels sont toujours inférieurs à des débits solides en suspension. Ceci implique que les démarches suivies sont dans le bon sens c'est-à-dire que les résultats retrouvés sont bien confirmés.

Le charriage est estimé en moyenne à 151 t/km²/an et le transport solide total est en moyenne de 758 t/km²/an.

CONCLUSION GENERALE

Ce travail de recherche se voulait comme outil de base pour une approche d'aménagement et de mise en valeur du milieu naturel ainsi qu'une approche quantitative du transport solide en suspension et par charriage dont l'intérêt est de constituer une base de données fiable susceptible de servir à l'étude pour la protection des barrages qui seront réalisés au futur dans la zone d'étude contre le phénomène d'envasement.

L'objectif principal de l'étude étant la compréhension du phénomène et l'estimation du transport solide en suspension et par charriage. Le travail est basé sur les données observées durant un période allant de 1974 à 2007. Il a été conduit sur le bassin versant de l'oued Bellah.

Nous concluons, à l'issue de travail, que:

- Le bassin d'étude présente un relief montagneux, tectoniquement très plissé et bouleversé ;
- Le relief du bassin versant de l'oued Bellah se caractérise d'une manière générale par des terrains pentus qui constituent une contrainte physique et un obstacle majeur pour d'éventuels aménagements ;
- Les potentialités forestières sont importantes. Cependant la majorité des formations forestières sont à l'état de maquis donc dégradés qu'il conviendrait de densifier et d'aménager afin de renforcer la stabilité physique du versant ;
- Malgré la prédominance des pentes fortes supérieures à 12,5%, le bassin versant de l'oued Bellah se compose de terrains stables à instables. Ceci s'explique par la dominance d'un substrat résistant et moyennement résistant aux agents érosifs ;
- Les processus morphogénétiques les plus importants dans le bassin versant sont les mouvements de masse et le ravinement, tandis que pour la dynamique des écoulements c'est le sapement latéral qui est la cause de l'effondrement des berges d'une part et de l'incision linéaire d'autre part ;
- L'analyse statistique des précipitations annuelles, dans le bassin versant de l'oued Bellah au droit de la station de Pont RN 11, a permis d'ajuster la répartition à une loi normale de Gauss ;
- L'ajustement statistique des pluies annuelles observées par une loi normale à la station de Pont RN 11 permet de caractériser une moyenne de 550,66 mm, un écart type de 149,62 mm, la taille de l'échantillon est de 28 et un intervalle de confiance estimé à 80% ;
- La station de Pont RN 11 a été étudiée pour les pluies extrêmes de 24 heures auxquelles, la loi Gumbel a été le mieux ajustée ;
- Les débits maximums annuels s'ajustent selon la loi log-normale ;
- Il y a une mauvaise corrélation entre le débit liquide (m^3/s) et la concentration (g/l). Cela signifierait que la mesure des deux paramètres en période de basses eaux est difficile dans ce bassin, contrairement à ce que l'on pense et que dans ce cas, elles sont fortement entachées d'erreurs. Cette technique reste toujours limitée car elle ne permet pas une mesure intégrale de la concentration en tout point de la section de mesure ;

- les coefficients de corrélation sont acceptables et la concentration en matières en suspension croit suivant la forme $C = a.Q_l^b$ lorsqu'on regroupe les débits par classe et on calcule la concentration médiane. De plus, Nous nous rendons compte que les coefficients de corrélation sont de même ordre de grandeur pour la série complète, des saisons que pour la série des crues. Toutefois la relation qu'on tire doit être considérée sous réserve de la fiabilité des résultats des mesures faites.
- L'évolution de la relation liant la concentration des sédiments en suspension au débit liquide pour les crues de l'oued Bellah, se présente surtout suivant le modèle clockwise.
- Une relation, très significative, met en rapport le débit liquide et le débit solide en suspension. Elle est de la forme: $Q_s = 4,62.Q_l^{1,38}$ avec $R=0,90$;

Sur la base de cette relation, nous avons calculé le débit solide en suspension journalier pour une période de référence de 33 ans allant de 1974/1975 jusqu'à 2006/2007. Les résultats trouvés sont, alors, transformés en tonnage annuel de matériaux en suspension.

Le charriage est estimé en moyenne à $151 \text{ t/km}^2/\text{an}$ et le transport solide total est en moyenne de $758 \text{ t/km}^2/\text{an}$.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Achite, M., 2002. Approche statistique d'évaluation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina (Nord-ouest algérien). *Watmed*, Tunisia. 10-13 oct, vol 2, 894-899.
- Achite, M., et Meddi, M., 2004. Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Cahier sécheresse*, 15(4): 367-373.
- Achite, M., et Meddi, M., 2005. Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'oued Mina (Nord-Ouest algérien). *Revue des sciences de l'eau 18/spécial*, 37-56.
- Achite, M., and Ouillon, S., 2007. Suspended sediment transport in a semiarid watershed, wadi Abd, Algeria (1973-1995). *Journal of Hydrology* 343, 187-202.
- Aivazian, S., 1970. Etude statistique des dépendances. Ed : Mosco.
- A.N.R.H., Agence Nationale des Ressources Hydriques. Mesures des débits.
- Albergel, J., Boufaroua, M., et Pepin, Y., 1998. Bilan de l'érosion sur les petits bassins versants des lacs collinaires en climat semi-aride Tunisien. *Bulletin de l'ORSTOM*, 18, 67-75.
- Arabi, M., Roose, Kouidri, F., 1989. Influence de quatre systèmes de production en région méditerranéenne de moyenne montagne algérienne. *Bull. Réseau Erosion, ORSTOM, Montpellier N° 9*. Pp 39-51.
- Arnborg, L., Walker, H.J. and Peippo, J., 1967. Suspended load in the Colville River, Alaska, 1962 in: *Sediment concentration versus water discharge during single Hydrologic events*.
- Asselman, N. E. M., 1999. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the river Rhine. *Hydrol. Process.*, 13, 1437-1450.
- Asselman, N. E. M., 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology* N° 234. Pp 228-248.
- Ba#a, P., 2008. Hysteresis effect in suspended sediment concentration in the Rybárik basin, Slovakia. *Hydrol. Sci. J.* 53(1), 224-235.
- Benkhadra, H., 1997. Battance, ruissellement et érosion diffuse sur les sols limoneux cultivés. Déterminisme et transfert d'échelle de la parcelle au petit bassin versant. Thèse de Doctorat de l'université d'Orléans (France).
- Benkhaled, A., et Remini, B., 2003a. 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.
- Benkhaled, A., et Remini, B., 2003b. Variabilité temporelle de la concentration en sédiments et phénomène d'hystérésis dans le bassin de l'oued Wahrane (Algérie). *Hydrol. Sci. J.* 48(2), 243-255.

- Benkhaled, A., 2006. Contribution à l'étude du transport solide en suspension, Bassin de oued Ouahrane, Bassin Hydrographique Cheliff-Zarez. Thèse de Doctorat en sciences, Université des sciences et de la technologie Mohamed Boudiaf d'Oran, 175 p.
- Bergaoui, M., Camus, H., et Nouvelot, J. F., 1998. Essai de modélisation du transport solide sur les micro-bassins versants de Tebaga (Tunisie Centrale). Cahier sécheresse, 9(1), 51-57.
- Beschta, R. L., 1978. Long-term patterns of sediment production following road construction and logging in the Oregon coast range. *Water Resour. Res.* N° 14(6). pp 1011-1016.
- B.N.E.D.E.R., 1992. Etude de développement rural – integer de treize communes montagneuses, rapport n° 02, 211 p.
- B.N.E.D.E.R., 1993. Etude de développement rural : Phase III – schéma directeur, 65 p.
- Boiffin, J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse INAPG, 320 p.
- Bolline, A., 1981. Etude et prevision de l'érosion des sols limoneux cultivés en moyenne Belgique. Thèse doctorat Sc. Géog., Univ. Liège, 356p.
- Bouanani, A., Terfous, A., Benslimane, M., and Cherif, Z. A., 1999. Resources and stocks of water of Algeria. In: *The First International Conference on the Geology of Africa*. Nov. 23-25 Assiut Egypt vol. (1), 473-480.
- Bouanani, A., 2004. Hydrologie, transport solide et modélisation. Etude de quelques sous-bassins de la Tafna. Thèse de doctorat, Université Tlemcen, Algérie, 250 p.
- Boulvain, F. 2004. Une introduction aux processus sédimentaires. Cours on line, Université de Liège. 63 p.
- Bourouba, M., 1996. Essai de quantification de l'érosion actuelle à partir des mesures de turbidité en Algérie orientale. *Bulletin de l'ORSTOM*, 16, 232-250.
- 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.
- Bourouba, M., 1998 a. Phénomène de transport solide dans les Hauts Plateaux Orientaux. Cas de oued Lougmene et oued Leham dans le bassin de la Hodna. *Revue des Sciences et Technologie*, 9, 5-11.
- Campbell, F. b., Bauder, H. A., 1940. A rating-curve method for determining silt discharge of streams, *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, N° 21. pp 603-607.
- Capolini, J., 1969. Bassin versant du Cheliff : études des caractères physiographiques et prévision des apports annuels, des crues et des transports solides dans les bassins du Riou, Sly, Fodda, Deurdeur, Zeddine, Ebda. Alger : Direction de l'Hydraulique, 38 p.
- Chibbani R., Djilli K., Roose E., 1999. Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser. *Bull. ORSTOM, Rés. Eros.*, 19, 85-95.
- Colby, B. R., 1956. The relationship of sediment discharge to streamflow. U. S. Geological Survey Open File Report.

- Couvert, B., Lefort, Ph, Peiry, J.L., Belleudy, Ph, 1994. La gestion des rivières - Transport solide et atterrissements. Guide méthodologique, les études des Agences de l'Eau, n°65.
- Crawford, C. G., 1991. Estimation of suspended sediment rating curves and mean suspended sediment loads. *Journal of Hydrology* N°129. pp 331-348.
- Demmak, A., 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie Septentrionale. Thèse Docteur –Ingénieur, Univ. Paris, France, 323 p.
- Dinehart, R. L., 1992. Sediment data for streams near Mount St. Helens, water years 1984-1987. *US Geol. Survey Open File Report* 91-219, vol. 3.
- Djeziri, L., 1998. Envasement des barrages, mobiliser le maximum des capacités. *Revue Symbiose*, 2, 18-21.
- Duan, N., 1983. Smearing estimate: a nonparametric retransformation method. *Journal of the American Statistical Association*, N° 78. 383. pp 605-610.
- Elahcene Omar & Remini Boualem, 2009. Corrélation entre la concentration en matières en suspension et le débit liquide dans le bassin versant de oued Bellah (Algérie). *European Journal of Scientific research*. ISSN 1450-216X, Vol. 26, N° .1, pp. 139-146.
- Elahcene O., Terfous A., Remini B., Ghenaim A., Poulet J.-B.. Quantification des apports en sédiments en suspension par les modèles régressifs dans un bassin méditerranéen de zone semi-aride : Bellah (Algérie). Colloque international « La gestion de l'eau, défi du XXI^{ème} siècle ». IUT du Limousin, Limoges, France, du 19 au 21 octobre 2011.
- Elahcene O., Terfous A., Remini B., Ghenaim A., Poulet J.-B., 2013. Etude de la dynamique sédimentaire dans le bassin versant de l'Oued Bellah (Algérie). *Hydrological Sciences Journal*, 58-1, 1-13.
- Emmett, W. W., 1980. A field calibration of the sediment trapping characteristics of the Helley-Smith bed load sampler. *U.S. Geological Survey. Prof paper*. 1139.
- Etchanchu, D., Probst, J. L., 1986. Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure du ruissellement superficiel, de sa charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *Comptes Rendus Académie des Sciences. Paris*. vol. 17. 1063-1068.
- Ferguson, R. I., 1986. River loads underestimated by rating curves. *Water Resources Research* N° 22. pp 74-76.
- Ferguson, R. I., 1987. Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surf. Processes and Landforms*. N° 12. pp 95-104.
- Ghenim, A., Terfous, A., et Seddini, A., 2007. Etude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéenne: cas du bassin versant de l'oued Sebdou (Nord- Ouest algériens), *cahier sécheresse*, 18(1), 39-44.
- Ghenim, A., Seddini, A., et Terfous, A., 2008. Variation temporelle de la dégradation spécifique du bassin versant de l'oued Mouilah (Nord-Ouest algérien). *Hydrol. Sci. J.*, 53(2), 448-456.

- Ghorbel, A., et Claude, J., 1977. Mesure de l'envasement dans les retenues de sept barrages en Tunisie: estimation des transports solides. In: Erosion and solid matter transport in inland waters. IAHS Publ., 122, 219-232.
- Graf, W. H., 1971. Hydraulics of Sediment Transport: McGraw Hill, New York
- Guy, H.P., 1966. System for monitoring fluvial system U.S. Geological Survey Water-Supply paper 1822, p 84-88.
- Guy, H.P., 1978. National Handbook of recommended methods for water data acquisition U.S. Geological Survey.
- Hadjadj, D., 1997. La lutte contre l'érosion en Algérie. Bulletin de l'ORSTOM, 17, 168-175.
- Heidel, S. G., 1956. The progressive lag of sediment concentration with flood waves. Trans. Am. Geophys. Union 37(1), 56-66.
- Heusch, B., et Millies-Lacroix, A., 1971. Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. Mines et Géologie Rabat, 33, 21-39.
- Heusch, B., 1982. Etude de l'érosion et des transports solides en zone semi-aride. Recherche bibliographique sur l'Afrique du Nord. Projet RAB/80/04/PNUD.
- Hjulstrom, F., 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris: Upsala. Sweden, Geological Institute of Upsala Bulletin. Vol. XXV.
- Kattan, Z., Gac, J. Y., and Probst, J. L., 1987. Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin. J. Hydrol. 92, 59-76.
- Khanchoul, K., Jansson, M. B., and Lange, Y., 2007. Comparison of suspended sediment yield in two catchments, northeast Algeria. Zeitschrift für Geomorphologie, 51(1), 63-94.
- Lahlou, A., 1990. Modèles de prédiction de la sédimentation des retenues de barrages des pays du grand Maghreb. Atelier International UNESCO-AISH-ENIT sur l'application des modèles mathématiques à l'évaluation des modifications de la qualité des eaux. Tunis. 312-324.
- Laouina, A., 1998. L'environnement des montagnes du nord : atouts, contraintes et processus de dégradation. Le développement du Maroc septentrional, Points de vue de géographes, Nahost und Nordafrika, 15-59.
- Larfi, B., et Remin, B., 2006. Le transport solide dans le bassin versant de l'oued Isser, impact sur l'envasement du barrage de Beni Amrane (Algérie). Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 05, juin 2006, pp. 63-73.
- Lebissonais, Y., 1988. Analyse des mécanismes de la dégradation et de la mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies. Thèse Univ. d'Orléans, 225 p.
- LeBissonais, Y., 1992. Crusting, runoff and erosion response to soil water content and successive rainfalls. Soil Sci. Soc. Am. J. 56, 1898-1903.
- Lefrançois, J., Grimaldi, C., Gascuel-Oudou, C., et Gilliet, N., 2005. Origins and dynamics sediment in small agricultural catchments. The Fourth Inter-Celtic colloquium on Hydrology, Guimarães, Portugal, July 11-14, 1-13.

-
- Leopold, L. B., Maddock, T. G., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. Washington D.C.U.S. Geological. Survey. Professional Paper. 252 p.
- Meddi, M., 1992. Hydrologie et transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina. Thèse Université Louis Pasteur. Strasbourg. 320 p.
- Meddi, M., 1999. Etude du transport solide dans le bassin versant de l'oued Ebda (Algérie). Zeitschrift für Geomorphologie, 43, 167-183.
- Medinger, A., 1956. Hauteurs de pluies en Algérie, moyenne 1913-1953 (recueil statistique). S.E.S., Alger, 23p.
- Megnounif, A., Terfous, A., et Bouanani, A., 2000. Etude du transport solide dans l'oued Mouilah (Nord-Ouest Algérien). Colloque Méditerranéen Eau-Environnement. Alger. 128-132.
- Megnounif, A., Terfous, A., et Bouanani, A., 2003. Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute-Tafna (Nord-Ouest Algérien). Revue des Sciences de l'eau 16(3), 369-380.
- Megnounif, A., Terfous, A., Ghenaim, A. & Poulet, J. B., 2007. Key processes influencing erosion and sediment transport in a semi-arid Mediterranean area: the Upper Tafna catchment, Algeria. Hydrol. Sci. J. 52(6), 1271-1284.
- Mekerta, B., Tisot, J. P., 1993, Etude de la sédimentation dans les retenues des barrages, propriétés mécaniques des sols fins. Communication 1^{er} Congrès National des Grands Barrages. Alger 24-25 Mai.
- Merzouki, T., 1992. Diagnostic de l'envasement des grands barrages marocains. Revue Marocaines du Génie Civil, 38, 46-50.
- Meyer, L.D. 1965. Mathematical relationships governing soil erosion by water. Journal of Soil and Water Conservation 20: 149-50.
- Milliman, J. D., and Meade, R. H., 1983. World wide delivery of river sediment to the oceans. J. Geol., 91, 1-21.
- Moukhchane, M., Bouhlassa, S., et Bouaddi, K., 1998. Quantification de l'érosion des sols du bassin versant El Hachef, par le biais du Cesium-137 (région de Tanger, Maroc). Bulletin de l'ORSTOM, 18, 106-118.
- Picouet, C., Hingray, B., et Olivry, J. C., 2000. Modélisation conceptuelle globale du régime du transport particulaire sur les fleuves tropicaux d'Afrique: application aux bassins du Niger supérieur et du Bani, Mali. Rev. Sci. Eau, 13/4, 463-481.
- Poessen, J., 1984. Surface sealing as influenced by slope angle and position of simulated stones in the top layer of loose sediments. Earth surf. Processes Landforms 11, 1-10.
- Probst, J. L., and Amiotte Suchet, P., 1992. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb. Hydrol. Sci. J. 37(6), 621-637.
- Rais, S., et Abidi, M., 1989. Prévision du transport solide sur un bassin versant. Application à l'envasement d'une retenue. La Houille Blanche, 3/4, 296-300.
- Remini, B., 1999. Envasement des barrages dans le Maghreb. Bul. Int. De l'eau et de l'env., 22 : 4-8.
-

- Remini, B., 2002. L'envasement des barrages et la technique du soutirage: quelques exemples algériens. Colloque international sur l'eau «gestion quantitative et qualitative des ressources en eau», Chlef, Algérie.
- Remini, B., 2008. La surélévation des barrages: une technique de lutte contre l'envasement – exemples algériens. La Houille Blanche, n°5, 103-108.
- Remy, J. C., Le bissonais, Y., 1998. Comparaison des phénomènes d'érosion entre le nord et le sud de l'europe : ampleur des problèmes et nature des mécanismes. Bulletin réseau érosion 18, 15-32.
- Riad, S., Bouanani, A., Mania, J., Bouchaou, L., Bensalah, M., et Baba hamed, K., 1999. Analyse fréquentielle des débits maximums instantanés de quelques bassins sud ouest méditerranéen cas des sous bassins de la Tafna en Algérie et de la Moulouya au Maroc. Coll. Int. « Technologies nouvelles et amélioration de la gestion des risques majeurs ». 15-17 mars 1999, (Kenitra, Maroc).
- Roose, E., 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). Bulletin pédologique de la FAO 70, M-57, ISBN 92-5-203451-X.
- Ruiz Figueroa, J.F., 1983. Effect of various types of cover on soil detachment by rainfall. Les processus géomorphologiques : Colloque Benelux, 3., Liège (BE), 1983/09/12-17.
- Snoussi, M., 1988. Nature, estimation et comparaison des flux de matières issus de bassins versants de l'Adour (France), du Sebou et de l'Oum-Er-Rbia (Maroc). Impact du climat sur les apports fluviaux à l'océan. Mémoire de l'Institut de Géologie du bassin d'Aquitaine, n° 22, Bordeaux, France.
- Snoussi, M., Jouanneau, J. M., et Latouch, C., 1990. Flux de matières issus de bassins versants des zones semi-arides (bassins du Sebou et du Souss, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'océan Mondial. J. Afric Earth Sci., 11, 43-54.
- Sogreah, 1967. Etude générale des aires d'irrigation et d'assainissement agricole en Algérie. Dossier, Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire, Algérie.
- Sogreah, 1983. Erosion et transport solide au Maghreb. Analyse bibliographique. Rapport du projet RAB/80/011/PNUD.
- Terfous, A., Bouanani, A., Megnounif, A., 1999. Evaluation du transport solide dans le bassin de l'Isser (N-O Algérien). 2^{ème} séminaire maghrébin sur l'eau, Tizi Ouzou, 28-29 juin.
- Terfous, A., Megnounif, A., et Bouanani, A., 2001. Etude du transport solide en suspension dans l'oued Mouilah (Nord-Ouest Algérien). Revue des Sciences de l'eau 14(2), 175-187.
- Thomas, R. B., 1985. Estimating total suspended sediment yield with probability sampling. Wat. Resour. Res. N° 21 (9). pp 1381-1388.
- Thomas, R. B., 1988. Monitoring baseline suspended sediment in forested basins: the effects of sampling on suspended sediment rating curves. Hydrological Sciences Journal N° 33 (5). pp 499-514.

-
- Tixeront, J., 1960. Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. In: IAHS Publ., 53: 26-42.
- Touat, S., 1989. Contrôle de la représentativité de l'échantillon des transports solides en suspension. Revue Eaux et Sols d'Algérie N° 3. pp 48-54.
- Van Rijn, L.C., 1984. Suspended load sediment. Journal of hydraulic engineering, vol. 110, n° 11, p. 1613-1641.
- Walling, D. E., 1977. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. Water Resources Res. N° 13. pp 531-538.
- Walling, D. E., Webb, D. W., 1981. The reliability of suspended sediment load data. Erosion and sediment transport measurement, Proceedings of the Florence (Symposium, june 1981) IAHS Publ. No. 133.
- Walling, D. E., 1984. The sediment yields of Africa rivers. IAHS Publ., Harare Symp., 144, 265-283.
- Walling, D. E., Webb, D. W., 1988. The reliability of rating curve estimates of suspended sediment yield; some further comments. In Sediment Budgets (ed. Bordas, M.P., Walling, D. E.), IAHS Publication N° 174. IAHS Press. Wallingford. UK. pp 337-350.
- White, W. E. 1986. Problèmes d'érosion, de transport solide et de sédimentation dans les bassins versants. Rapport Unesco. Projet 5. PHI. Paris. 161 p.
- 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., 1978. Predicting rainfall erosion losses. A guide to conservation planning. US Department of Agriculture. Handbook N° 24, pp 219-231.
- Wood, P. A., 1977. Controls of variation in suspended sediment concentration in river Rother, West Sussex, England. Sedimentology 24: 437-445.

