

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد- تلمسان -

Université Aboubakr Belkaïd- Tlemcen -

Faculté de TECHNOLOGIE



MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du **diplôme** de **MASTER**

En : Hydraulique

Spécialité : Hydro-informatique

Par : BEKHERREZ Mahmoud

&

KADRI Adil

Sujet

Contribution à l'étude du transport des sédiments en suspension dans le sous-bassin de l'Oued Khemis à la station Zahra (1999-2010)

Soutenu publiquement en juin 2017

Devant le jury composé de :

Mr. CHERIF ZINE EL ABIDINE	MAA	Univ. Tlemcen	Président
Mr. GHENIM ABDERRAHMANE NEKKACHE	Professeur	Univ. Tlemcen	Directeur de mémoire
Mr. HABI MOHAMMED	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur 1
Mr. BOUANANI ABDEL RAZAK	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur 2

Dédicace

On dédie ce mémoire en premier lieu à nos parents, qui nous ont toujours soutenues et encouragé à suivre nos inspirations, nos passions et à atteindre nos objectifs.

Nos mères, qui nous ont œuvré pour notre réussite, par leurs amours, leurs soutiens, tous les sacrifices consentis et ses précieux conseils, pour toutes leurs assistances et leurs présences dans nos vies.

Nos père, qui peuvent être fiers et trouver ici le résultat de longues années de sacrifices et de privations pour nos aider à avancer dans la vie.

Et enfin, on dédie ce mémoire à l'ensemble de nos formateurs qui nous ont apporté durant nos cursus universitaire et particulièrement Mr GHENIM

ABDERRAHMANE NEKKACHE

Remerciement

Au terme de cette thèse, on tient à remercier le Dieu tout puissant qui nous a donné la force et le courage d'aller jusqu'au bout de ce modeste travail.

On est fière d'exprimer nos remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce mémoire.

En premier lieu, on tient à présenter nos humbles et sincères remerciements ainsi que toute notre reconnaissance et notre profonde gratitude à notre encadreur Monsieur GHENIM ABDERRAHMANE NEKKACHE, pour tout son aide et ses précieux conseils et ses encouragements incessants, et surtout pour sa patience et sa compréhension.

On rend hommage à monsieur CHERIF ZINE EL ABIDINE, dont on a été élève pendant trois ans et qui témoigne par sa présidence de ce jury l'intérêt qu'il a bien voulu porté à ce travail.

Nos remerciements vont également à tous les membres du jury, pour avoir accepté d'en faire partie et pour l'intérêt qu'ils ont porté à ce mémoire, monsieur HABI MOHAMMED, monsieur BOUANANI ABDERREZZAK.

Enfin on remercie nos familles qui nous ont toujours soutenues et encouragé, et spécialement Mr. DIB FETHI et son épouse pour leurs aides et conseils.

Sommaire

Introduction générale	01
ChapitreI : Erosion et transport solide en suspension	03
Introduction	03
1/ Généralité	03
1.1/ Principaux agents de l'érosion hydrique	04
1.1.1/ Intensité et agressivité des précipitations	04
1.1.2/ Le ruissellement	04
1.1.3/ Etat hydrique initial.....	05
1.2/ Facteur intervenant dans le processus d'altération des sols	05
a. Influence du climat.....	06
b. Facteur topographique.....	07
c. Facteur pédologique	08
d. Couvert végétal	08
e. Facteur d'origine anthropique	08
1.3/ Forme de l'érosion hydrique	09
1.3.1/ Erosion en nappe	09
1.3.2/ Erosion linéaire	09
a. Erosion en griffes et rigoles	09
b. Erosion en ravine	10
2/ L'érosion hydrique	10
2.1/ Mesures directes	10
2.2/ Formule empirique	11
a. Formule de Wischeier et Smith (1978).....	11
b. Formule de Fournier (1960).....	12
c. Formule de Tixeront (1960).....	12
d. Formule de la Sogneah.....	13
2.3/ Analyse critique	13
2.4/ Mode de transport solide.....	15
2.4.1/ Transport par charriage	16
2.4.2/ Transport solide en suspension	18

Chapitre II : Situation géographique	19
Chapitre III : morphologie du bassin versant.	23
Introduction	23
1/ Caractéristique de forme	23
1.1 / Indice de compacité.....	23
1.2 / Rectangle équivalent	24
2/ Etude de réseau hydrographique	24
2.1/ Densité de drainage	26
2.2/ Rapport de confluence Rc	26
2.3/ Coefficient de torrencialité	27
2.4/ Temps de concentration des eaux	28
3/ Etude de relief	28
3.1/ Etude de la répartition de la surface en fonction de l'altitude.....	29
3.2/ Etude de pente	30
A. Indice de pente de roche Ip.....	30
B. Indice de pente global Ig	31
C. Dénivelé spécifique	31
3.3/ Profil en long de l'oued KHemis	32
Conclusion.....	33
Chapitre IV : Climatologie	34
Introduction	34
1/ Etude des paramètres climatiques	34
1.1/ Les précipitations	34
1.1.1/ Les précipitation annuelles.....	34
1.1.2/ les précipitations mensuelles	35
1.1.3/ les précipitations saisonnières	36
1.2/ Température	37
1.2.1/ Température moyenne annuelle	38
1.2.2/ Température moyenne mensuelle	39
1.3/ Evapotranspiration mensuelle	40
1.3.1/ Estimation de l'évapotranspiration	40
• Formule de Turc	40
• Formule de Thornthwaite	42
1.4/ Etude climatique.....	44

A. Les méthodes graphiques	44
B. Indice climatique	45
B.1/ Indice d'Aridité de Martonne	45
B.1.1/ Indice d'Aridité annuel	45
B.1.2/ Indice d'Aridité mensuel	47
B.2/ Indice de moral (1964)	47
B.3/ Climagramme d'Emberger	49
B.4/ Indice de Stewart	57
B.5/ Indice de continentalité de Kerner	57
Conclusion.....	53
Chapitre V : Etude hydrologique	54
1/ Etude des débits	54
1.1/ débit moyen annuel	54
1.1.1/ L'irrégularité interannuelle des débits	54
1.2/ Débit moyen mensuel.....	56
2/ Etude des lames d'eaux écoulées	58
2.1/ Lames d'eaux écoulées moyennes annuelles	58
2.1.1/ Bilan moyens annuels de l'écoulement	59
2.2/ lame d'eau écoulée moyenne mensuelles	60
Conclusion	62
Chapitre VI: Estimation du transport solide en suspension	63
1/ Bilan annuel des apports	63
2/ Variabilité interannuelle des apports solides et liquides	66
3/Variabilité interannuelle des apports liquides et solides en fonction des précipitations	68
3.1/ Variabilité interannuelle des apports liquides en fonction des précipitations.....	68
3.2/ Variabilité interannuelle des apports solides en fonction des précipitations	70
4/ Variation mensuelles des apports solides.....	71
5/ Variations saisonnière des apports solides	77
5.1/ Variations saisonnière des apports solides en fonction des précipitations.....	78
6/ La variabilité de la concentration en fonction du débit.....	79
6.1/ La variabilité de la concentration en fonction du débit à l'échelle annuelle.....	80
6.2/ La variabilité de la concentration en fonction du débit à l'échelle mensuelle	83
6.3/ La variabilité de la concentration en fonction du débit à l'échelle saisonnière	85

Conclusion.....	87
Conclusion Générale	88
Référence bibliographique	89

Liste des Tableaux

Tab I.1 : Valeurs de α pour différentes perméabilités	13
Tab III.1 : Coordonnées de la station Zahra	23
Tab III.2 : Les paramètres géométrique du bassin versant	23
Tab III.3 : Classification des thalwegs suivant les ordres et rapports caractéristique ..	25
Tab III.4 : Répartition de la surface en fonction de l'altitude	29
Tab III.5 : Classification du relief selon l'ORSTOM	31
Tab III.6 : Classification du relief selon Ds	32
Tab III.7 : Caractéristique physio-géographique du bassin versant de l'oued Khemis	33
Tab III.1 : Caractéristique de la station Zahra	34
Tab IV.2 : Précipitations moyennes annuelles à la station Zahra	34
Tab IV.3 : Précipitations moyennes mensuelles à la station Zahra.....	35
Tab IV.4 : Précipitations moyennes saisonnières à la station Zahra	37
Tab IV.5 : Températures moyennes annuelles à la station de Beni Bahdel	38
Tab IV.6 : Températures moyennes mensuelles, maximale, minimale à la station de Beni Bahdel	39
Tab IV.7 : Valeurs de l'ETP par la méthode de Turc à la station de Beni Bahdel.....	41
Tab IV.8 : Valeurs de l'ETP par la méthode de Thornthwait à la station de Beni Bahdel	42
Tab IV.9 : Valeurs des précipitations et des températures moyennes mensuelles à la station Zahra	44
Tab IV.10 : Indices d'aridités annuelles de De Maratome à la station de Khemis	46
Tab IV.11 : Valeurs des indices d'aridités mensuelles de De Maratome à la station Zahra	47

Tab IV.12: Indices de moral à la station Zahra	48
Tab IV.13: Valeurs des indices d'aridités mensuelles de De Maratome à la station Zahra	48
Tab IV.14: Type de climat selon moral.....	48
Tab IV.15 : Indice d'Emberger de la station Khemis	50
Tab IV.16 : Indice de Stewart de la station Zahra	51
Tab IV.17 : Indice de Kenner de la station Zahra	52
Tab V.1 : Variation annuelles à la station hydrologique Zahra (1990/1991 - 2012/2013)	54
Tab V.2: Valeurs caractéristiques des débits au niveau du bassin versant	55
Tab V.3: Débit moyens mensuels à la station Zahra (1990/1991 – 2012/2013)	56
Tab V.4: Lames d'eaux écoulées moyennes annuelles à la station Zahra.....	58
Tab V.5: Bilan moyen annuel de l'écoulement	60
Tab V.6: lame d'eau écoulée moyenne mensuelle à la station Zahra	60
Tab VI.1 : valeurs des apports liquides, solides et dégradations spécifiques au niveau du bassin de l'oued khemis	64
Tab VI.2 : dégradation spécifique dans quelques bassins magrébins	65
Tab VI.3 : les apports solides et liquides moyens annuels	66
Tab VI.4 : les apports liquides moyens annuels et précipitations moyennes annuelles	68
Tab VI.5 : les apports solides moyens annuels et précipitations moyennes annuelles	70
Tab VI.6 : Apports liquides et solides moyens mensuels.....	72
Tab VI.7 : Variations mensuelles des précipitations, des débits liquides, et du transport solide	74

Tab VI.8: Apports liquides et solides moyens saisonniers.....	77
Tab VI.9 : les apports solides moyens saisonniers et précipitations moyennes saisonnières	78
Tab VI.10 : Concentrations moyennes interannuelles et débits moyens interannuels à la station Zahra.....	80
Tab VI.11 : Concentrations moyennes mensuelles et débits moyens mensuel à la station Zahra.....	83
Tab VI.12 : Concentrations moyennes saisonnières et débits moyens saisonnier à la station Zahra	85

Liste des figures

FigI.1 : Variation de l'érosion spécifique en fonction du climat d'après Langbein et Schumm, 1958	06
FigI.2 : Diagramme érosion, transport, sédimentation D'après Hjulstrom (1930)	15
FigI.3 : Forces agissant sur une particule solide en mouvement	16
FigI.4 : Modes de transport solide	17
FigI.5 : Aspects du fond	18
FigI.6 : critères de suspension des sédiments	19
FigI.7 : critère de début d'entraînement et de suspension.....	20
FigII.1 : Bassin versant de la Tafna dans l'ensemble de L'Oranie-chott cherguie	21
FigII.2 : Situation du bassin de l'oued Khemis	22
FigIII.1 : Réseau hydrographique du bassin versant d L'oued Khemis	25
FigIII.2 : Rapport de confluence	26
FigIII.3 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Khemis	29
FigIII.4 : histogramme des fréquences altimétrique du bassin versant d'oued Khemis.....	30
FigIII.5 : Profil en long d'oued Khemis	33
FigIV.1 : Variations des précipitations moyennes annuelles à la station Zahra	36
FigIV.2 : Variations des précipitations moyennes mensuelles à la station Zahra	36
FigIV.3 : Histogramme des précipitations saisonnières de la station Zahra.....	37
FigIV.4 : Variation des précipitations moyennes annuelles à la station Zahra	38
FigIV.5 : Variation des températures moyennes annuelles à la station Zahra	39
FigIV.6 : Variation de L'ETP (Turc) moyens annuels à la station Beni Bahdel	41
FigIV.7 : Variation de L'ETP (Thorntwaite) moyens annuels à la station Beni Bahdel ...	43

FigIV.8: Diagramme pluviothermique à la station Zahra	45
FigIV.9: Abaque de De Martome	46
FigIV.10 : Climagramme d'EMberger	50
FigV.1 : Variations des débits annuels à la station Zahra	56
FigV.2 : Histogramme des débits moyens mensuels à la station Zahra.....	57
FigV.3 : Variation des lames d'eaux écoulées moyennes annuelles à la station Zahra.....	59
FigV.4 : Histogramme des variations mensuelles des lames d'eaux écoulées et précipités	61
FigVI.1 : Apports liquides et solides annuels de l'oued khemis	67
FigVI.2 : variation des apports liquides annuels et précipitations annuelles.....	69
FigVI.3 : la corrélation entre les apports liquides et précipitations	69
FigVI.4: variation des apports solides annuels et précipitations annuelles	70
FigVI.5 : la corrélation entre les apports liquides et précipitations	71
FigVI.6 : Apports liquides et solides mensuels de l'oued khemis	73
FigVI.7: Relation entre le coefficient d'écoulement et les transports solides spécifiques moyens mensuels.....	75
FigVI.8 : Coefficient mensuel de pluviosité, de débit et rapport des transports solides spécifiques mensuels aux transports solides spécifiques moyens mensuels	76
FigVI.9 : Répartition Saisonnière des apports liquides et solides.....	77
FigVI.10: variation des apports solides saisonniers et précipitations saisonnières	79
FigVI.11 : Variation des concentrations interannuelles et débits moyens interannuels à la station Zahra	81

FigVI.12: Relation entre la concentration et le débit à l'échelle annuelle	82
FigVI.13: Variation des concentrations mensuelles et débits moyens mensuels à la station Zahra.....	83
FigVI.14 : Relation entre la concentration et le débit à l'échelle mensuelle	84
FigVI.15: Variation des concentrations saisonnières et débits moyens saisonniers à la station Zahra.....	85
FigVI.16: Relation entre la concentration et le débit à l'échelle saisonnière	86

Résumé :

Un grand bassin versant comme celui de la Tafna (l'Ouest de l'Algérie) d'une superficie de 7245 km² a fait l'objet depuis une décennie d'innombrables études en relation avec l'hydrologie, les écoulements et très spécifiquement celles sur l'érosion et le transport solide, ce dernier qui affecte sérieusement l'état de sol des terres fertiles des sous bassins et aggrave davantage l'envasement des cinq barrages existants dans cette région.

Dans un souci de préservation de la ressource en eau déjà rare en ce début de siècle et pour mieux cerner le problème de l'érosion hydrique et les processus qui engendrent ce phénomène.

On s'est intéressé au sous bassin versant (345 km²), drainé par l'oued khemis un des affluents du plus important cours d'eau qui longe cette région à savoir l'oued Tafna.

Notre travail portera tout d'abord sur un diagnostic physico-géographique de la zone d'étude qui permettra de caractériser les principaux facteurs naturels intervenant dans l'alimentation en eau et dans l'écoulement, Une présentation préalable de l'ensemble des paramètres géomorphologiques, géologiques, hydrologiques et climatiques du sous bassin versant s'avère essentielle.

Une synthèse bibliographique sur la genèse des sédiments transportés en suspension, les mécanismes et processus dominants qui régissent cette dynamique érosive tant sur les versants qu'au sein du réseau hydrographique sera abordée.

L'approche du transport solide dans cette étude a été entamée par une analyse détaillée de série de débits liquides et solides recueillies à la station hydrométrique de Zahra sur une durée de 11ans (99/00-09/10).

Dans un but de quantification spatio-temporelle des apports solides en suspension qui transitent le long de l'oued.

Cette étude précisera l'interrelation entre les différents paramètres hydrologiques et permettra d'appréhender les facteurs explicatifs des processus de l'érosion hydrique dans cette zone semi-aride de l'Algérie.

Mots clés : érosion hydrique, transport solide, bassin versant, quantification, débit liquide, débit solide, Oued khemis, Algérie.

Abstract :

A large river basin as the Tafna (Western Algeria) with an area of 7245 km² has been the subject of a countless number of hydrological studies for a decade, Flows and very specifically erosion and solid transport, the latter of which seriously affects the soil condition of the fertile soil of the sub-basins and further aggravates the siltation of the five existing dams in this region.

In order to preserve the already scarce water resources at the beginning of the century and to better understand the problem of water erosion and the processes that generate this phenomenon. (345 km²) drained by the Wadi khemis, one of the tributaries of the most important watercourse along this region, namely the Wadi Tafna.

Our work will focus first on a physic-geographical diagnosis of the study area, which will enable us to characterize the main natural factors involved in water supply and flow. A preliminary presentation of all the geomorphologic parameters, Geological, hydrological and climatic conditions of the sub-watershed is essential.

A bibliographic synthesis on the genesis of sediments transported in suspension, the dominant mechanisms and processes that govern this erosive dynamics both on the slopes and within the hydrographic network will be addressed.

The solid transport approach in this study was initiated by a detailed series analysis of liquid and solid flows collected at the Zahra hydrometric station over a period of 11 years (99 / 00-09 / 10).

For the purpose of spatial and temporal quantification of the suspended solids flowing along the wadi.

This study will clarify the interrelationship between the various hydrological parameters and will make it possible to understand the factors explaining the processes of water erosion in this semi-arid zone of Algeria.

Keywords: Water erosion, solid transport, watershed, quantification, liquid flow, solid flow, Oued khemis, Algeria.

ملخص:

ان حوض تافنة الكبير المتواجد غرب الجزائر ذو قيمة استيعاب تصل الى 7245 كيلومتر مربع ، طالما كان موضوع دراسات لا تعد ولا تحصى على مدى العقد الحالي. دراسات تعنى بالهيدرولوجيا، التيارات ، وتحديدًا تلك الخاصة بالمياه، التعرية النقل. وهذه الأخيرة تؤثر تأثيرا خطيرا على خصوبة التربة المقاربة للأحواض الفرعية ويزيد من جفاف السدود المتواجدة في هذه المنطقة.

لسبب وقائي و حفاظا على مصادر المياه والتي هي اصلا شبه منعدمه ونادره خلال هذا القرن و منذ بدايته وكذلك للتحكم التأطير الجيد لمشكله تآكل المياه و الاسباب التي تولد هذه الظاهرة
سبب اهتمام اعلى الحوض الفرعي 345 كيلو متر مكعب الذي ينبض من وادي خميس احد اكبر الانهار في هذه المنطقة على غرار وادي تافنة.

سبب اهتمام اعلى الحوض الفرعي 345 كيلو متر مكعب الذي ينبض من وادي خميس احد اكبر الانهار في هذه المنطقة على غرار وادي تافنة.

سيعنى عملنا بالتركيز اولا على تشخيص فيزيائي جغرافي للمنطقة المطروحة للدراسة مما يسمح بالتمييز واستنتاج العوامل الطبيعية الرئيسية التي تساهم في الامداد بالماء و قيام عملية التدفق حيث يشترط قيام عرض مسبق لكافة الاعدادات الجيومرفولوجية الجيولوجية الهيدرولوجية وكذا المناخية للأحواض الفرعية.

تقوم عملية مراجعه على اساس اليات تعليق نقل الرواسب و العمليات الاخرى السائدة التي يقوم عليها التآكل الديناميكي على المنحدرات وكذلك داخل شبكه الصرف الصحي و يتم مناقشه كل هذه المواضيع.

هذه الدراسة تسمح لنا بتوضيح التداخل بين البيانات الهيدرولوجية المختلفة وتفسر العوامل المؤدية لعمليات التعرية المائية في هذه المنطقة الشبه القاحلة في الجزائر.

الكلمات المفتاحية: تآكل المياه، نقل الرواسب، نقطه تحويل او حوض تحويل، تحديد الكم، تدفق السوائل ، واد خميس، الجزائر.

Introduction Générale :

C'est avec l'accroissement des exigences économiques d'un pays qu'augmente son besoin en ressources hydriques. De ce fait ; l'industrie dont la production d'énergie exige un stockage au préalable dans des réservoirs comme les barrages ou les retenues colinéaires, l'irrigation et l'AEP constituent les différents et nombreux buts de la mobilisation de l'eau. C'est depuis maintes années que les réservoirs, mentionnés précédemment, se sont retrouvés envasés en réponse à un dépôt de grandes quantités de sédiments. L'érosion hydrique des sols et des terres agricoles du bassin versant constitue sans doute l'origine de ce phénomène qui, à travers le temps et l'espace, constitue une vraie problématique.

Un déficit en pluviométrie assez important est présent en Algérie. Des dégradations sensibles aux réseaux d'écoulement et aux bassins fluviaux forment des conséquences directes des cycles d'inondations et de sécheresse prolongées. C'est surtout sur les pentes que l'érosion par la pluie et le ruissellement prennent un tournant considérable qui est causée par la nature torrentielle des pluies et par la forte vulnérabilité des terrains dont les sols fragiles, les roches tendres ainsi que les pentes raides et couvert végétal souvent dégradé.

Il est à noter que les potentialités en eau et en sol dans la région du Maghreb sont très incertaines. (Heushetal, 1971;Demmak, 1982 ; Lahlou, 1994 ;Touaibiaet al, 2001 ;Meddi, 1992 ; Terfous et al, 2003 ; Achiteetal,2005).Une quantité estimée de 47 millions de tonnes par an de sédiments acheminés en suspension sont susceptibles de se déposer dans le littoral méditerranéen des côtes algériennes (Probst et al, 1992). Selon une étude effectuée en 2000 par le ministère de l'environnement et de l'aménagement de territoire, l'érosion hydrique touche 28% des terres de l'Algérie du Nord dont 47% affecte la région ouest du pays. Cesont les terres à fortes pentes des massifs telliens qui sont les plus touchées (Ministère de l'environnement et l'aménagement du territoire, 2000).

Des conséquences frappantes sont issues de l'érosion hydrique en Algérie du Nord. Le taux d'envasement qui fut enregistré pour les barrages se situant dans l'est algérien était de 12.21% contre 16.47%et19.08%pour les régions du centre et de l'ouest, selon une étude effectuée par l'agence nationale des barrages (ANB)en2003.

Une réduction de la capacité utile de la réserve d'eau constitue une conséquence directe de l'érosion hydrique. La charge en sédiments des cours d'eau, des collecteurs d'égouts et des bassins d'orage se voit augmenter par les coulées de boue, étant liées à l'érosion hydrique avec particulièrement comme conséquence, une hausse du risque d'inondation. De plus, la qualité écologique des différents milieux concernés peut être affecté par des quantités non négligeables de nutriments et de micropolluants qui figurent sur les particules du sol et la matière organique rodées, peuvent être déplacées vers les cours d'eaux et l'écosystème. (Achite & Meddi, 2004) ; (Bouanani, 2004) ; (Megnounif et al., 2007) ; (Ghenim, 2008)

Comme les bassins de larive méditerranéennesud, le bassin versant de la Tafna est marqué par un climat semi-aride méditerranéen (Bouanani et al., 1999). De fréquentes averses importantes sont engendrées par de sévères irrégularités des précipitations dans le temps et l'espace. Ces averses se manifestent sur les sous-entités géographiques délimitées par ce système hydro-morphogénique, une succession de formes d'érosion très complexes. Un écoulement temporaire, parfois de type éphémère ayant une efficacité élevée en transport solide, caractérise les oueds qui sillonnent cette région. Plusieurs auteurs ont publié des études sur le phénomène (Sogreah, 1967) ; (Probst & Amiotte-Suchet, 1992) ; (Bourouba, 1998) ; (Terfouset al., 2001) ; (Achite & Meddi, 2004) ; (Bouanani, 2004) ; (Megnounif et al., 2007) ; (Ghenim, 2008).

En ce sens, nous allons traiter, dans ce travail, le problème du transport solide suivant des facteurs hydro-climatiques, qui sont le phénomène dans un bassin versant du nord-ouest de l'Algérie.

Afin d'y parvenir, nous allons étudier le climat du bassin de l'Oued khemis à travers l'étude de précipitation et sa variabilité dans l'espace et dans le temps, après avoir présenté les différentes caractéristiques morphologiques. Une étude du régime d'écoulement de l'Oued ainsi qu'une quantification spatio-temporelle des apports solides transportés par l'Oued seront par la suite abordées.

Ces principaux axes de réflexion sauront pour finalité de prodiguer une information générale aux planificateurs des ressources en eau et en terres, et aux écologistes. Il intéressera aussi les hydrologues et les hydrauliciens.

Chapitre I

Erosion et Transport Solide en Suspension

Introduction :

L'Algérie, caractérisée par un climat semi-aride, est menacée par l'érosion des terres agricoles qui provoque l'augmentation du transport solide et l'envasement croissant des barrages. Ce phénomène constitue un problème majeur au niveau des bassins versants.

En effet, la dégradation du milieu a des conséquences très néfastes sur la productivité des terres et sur la qualité des eaux. Malgré les efforts de lutttes anti érosives telles que le reboisement et la reforestation de 800000 ha(ceintureverte) et l'aménagement de banquettes (d'absorption ou de diversion) sur 350000 ha cultivés, la dégradation de la végétation et des sols continue.

C'est dans ce contexte que nous allons aborder dans ce chapitre une étude synthétique sur le phénomène du transport solide en suspension, permettant de connaître les processus élémentaires et les facteurs influençant l'érosion hydrique ainsi qu'une estimation du flux de sédiments véhiculés par l'Oued khemis à différentes échelles temporelles.

1/ Généralité :

L'érosion c'est le détachement de fragments ou de particules de sol ou de roches de leur emplacement initial par l'eau et par d'autres agents géologiques tels que le vent, les vagues et la glace.

Roose (1994) définit l'érosion comme un processus qui concerne l'arrachement, le transport et la sédimentation des particules par l'eau, le vent ou la gravité. Ces mouvements de sol sont des processus discontinus à fortes variations spatio-temporelles.

Dans un bassin de n'importe quelle taille, grand ou petit, les particules une fois déplacées par une quelconque des forces d'érosion décrites plus haut peuvent se déposer temporairement n'importe où. Les vallées de montagne, les pentes des talus le long, des collines de piedmont où des hauts plateaux, les plaines de graviers à l'aval des lits plus pentus de montagne, les connes de déjection, les plaines d'inondation et les deltas sont des lieux classiques de dépôt.

Il peut se former des dépôts plus localisés à l'intérieur d'un bassin fluvial sur des terres de cultures à l'extrémité d'un champ, à l'aval d'une ravine, dans un bras-mort ou un

ancien méandre, sur la rive interne ou convexe dans la courbe d'un cours d'eau ou dans des deltas plus petits à l'amont des lacs ou des retenues.

Les deux agents principaux de l'érosion hydrique sont les précipitations et le ruissellement superficiel. Néanmoins d'autres facteurs liés au climat, à la morphologie du site, au couvert végétal et l'état hydrique initial du sol sont à prendre en considération dans la description du phénomène.

1.1/Principaux Agents De L'Erosion Hydrique :

Le volume et l'intensité des précipitations jouent tous deux un rôle important dans les processus d'érosion par suite de leur effet dans la dynamique du détachement des particules des sols sans protection et du maintien en mouvement des particules par l'écoulement.

1.1.1/Intensité et agressivité des précipitations :

La pluie est essentiellement à l'origine de l'érosion par son impact sur les particules de sols qu'elle détache ainsi des matériaux de surface. Il s'ensuit par conséquent que l'intensité de la pluie est un facteur clé pour déterminer la quantité de sédiments arrachés au sol.

Les particules de sol sont délogées par le choc des gouttes de pluie à la surface du sol avec des vitesses atteignant 9 m /s. L'impact des gouttes de pluie fournit une intense force hydrodynamique au point d'impact (Mutcher et Young, 1979). Une fois détachée, la particule est mise en mouvement par le rejaillissement de la goutte de pluie sur la surface du sol et entraînée par l'écoulement le long de la pente (Meyer et al, 1975).

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 (Bouanani, 2004).

1.1.2 / Le ruissellement :

Le ruissellement commence dès que l'intensité de la pluie devient supérieure à la vitesse d'infiltration du sol. Son importance dépend en particulier des facteurs suivants : la nature du sol, l'infiltration, la détention superficielle et rugosité du sol, la pente et longueur de pente, le couvert végétal.

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

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 (Bouanani, 2004).

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 (Le bissonais, Y. 2002).

En effet, l'humectation des sols argileux entraîne un gonflement qui est une forme analogue de désagrégation. Les particules détachées par effet de « splash » et mises en suspension vont sédimenter à des vitesses différentes selon leur taille. Elles colmatent les pores. La croûte formée s'épaissit dans les petites dépressions.

Ainsi, la croûte de battance rend le sol beaucoup moins perméable et le fait perdre toute sa capacité de rétention d'eau, ce qui accroît les risques de ruissellement et d'érosion.

Ce phénomène est largement étudié sur les terres agricoles pour les conséquences qu'il inflige à ce secteur, entre pertes en terre arable, dommages aux cultures et diminution de rétention de l'eau dans le sol (Le Bissonais et al, 2002 ; Auzet, 1990 ; Leguédois et al, 2003).

D'autre part, les croûtes qui se forment fréquemment à la surface du sol dans les régions semi arides méditerranéennes peuvent être une des causes principales du faible taux d'infiltration (Stone et al, 1996) et de l'augmentation de l'érosion par ruissèlement (Mougenot et Cailleau, 1995 ; Aubert et Fauck, 1997). Une faible cohésion provoquant une forte susceptibilité au détachement et au mouvement de masse peut être la cause d'une forte érodibilité (Govers et al ,1987 ;Poesen et Govers ,1990)

1.2/ Facteurs Intervenant Dans Le Processus D'altération Des Sols :

Les particules sédimentaires sont constamment soit érodées, soit déplacées ou déposées selon les interactions des caractéristiques du bassin versant déterminées par les

processus d'altération, les paramètres climatiques, les facteurs topographiques, géologiques et pédologiques, par le couvert végétal et l'occupation des terres.

a -Influence du climat :

Le climat est l'élément moteur de l'érosion. Les changements de température, l'intensité et la hauteur de précipitation ainsi que le vent ont des effets prépondérants sur la désintégration de la roche. Par ailleurs les variations saisonnières des orages, leur localisation, leur fréquence et le régime des vents exercent une influence sur l'érosion des sols. En Algérie sur des parcelles peu couvertes, pendant les orages d'automne le ruissellement journalier maximal a dépassé 19 à 32 % et jusqu'à 70 à 85 % des averses importantes en hiver sur des sols détrempés (Arabi et Roose ,1989).

La relation établie par Langbein et Schumm (1958) entre hauteur de pluie efficace et érosion spécifique (Fig.1), en utilisant les résultats d'environ 100 stations de mesure des Etats-Unis, est un instrument utile pour évaluer l'érosion des sols. La courbe montre bien la vulnérabilité des zones steppiques et des terres désertiques à la dégradation du sol , la pluie contribue à la croissance de la végétation qui a une forte influence sur l'érosion et une influence indirecte également sur l'utilisation des terres dans un bassin versant. L'érosion spécifique maximum (environ 290 t./km²) se produit en climat semi-aride avec un peu moins de 300 mm de pluie annuelle.

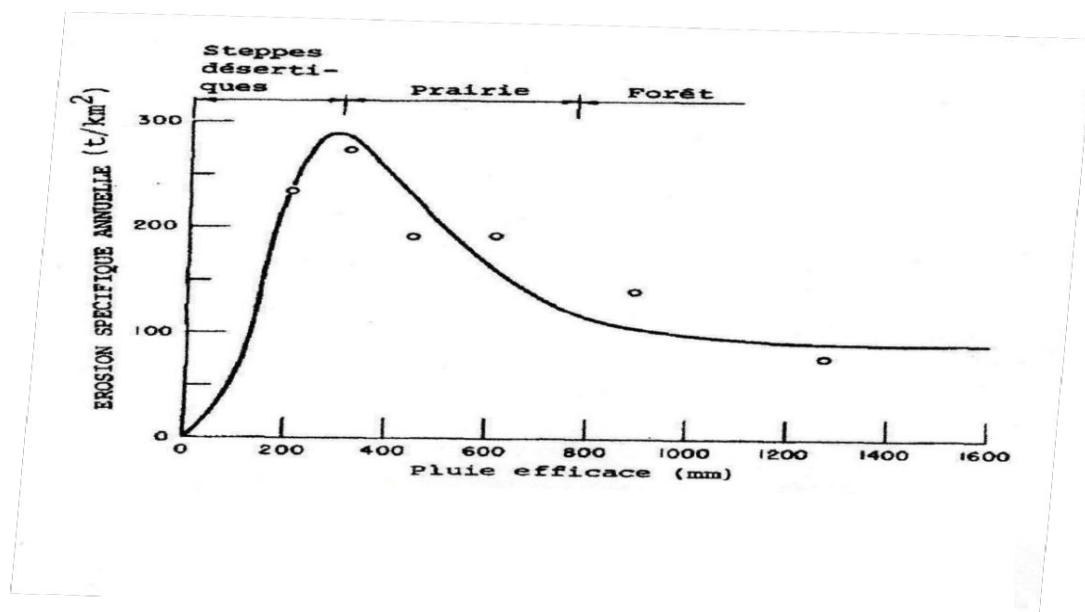


Fig1 : Variation de l'érosion spécifique en fonction du climat d'après Langbein et Schumm, 1958.

b-Facteurs topographiques :

Les modifications des formes du terrain donnent un aperçu des facteurs topographiques agissant sur l'érosion. Les facteurs topographiques essentiels sont la pente du bassin versant, le relief, la densité de drainage, l'importance des vallées et des plaines d'inondation, l'orientation et la taille du bassin versant. Sur les pentes fortes l'eau de pluie ruisselle vite et cause une érosion grave. L'augmentation de la pente développe une érosion en rigoles dix fois plus agressive que l'érosion en nappe (Roose, 1993).

Les effets de longueur de pente sur les risques d'érosion sont considérables, si bien que les eaux de ruissellement ont tendance à s'accumuler sur une pente longue, le temps d'absorption par le sol est plus grand, l'écoulement prend de la vitesse et de l'énergie et l'érosion s'intensifie (Martinez-Mena et al., 1999) ; (Megnounif, 2007).

c-Facteurs pédologiques :

Les principales caractéristiques des sols qui permettent de déterminer le degré de sensibilité à l'érosion hydrique (définition du facteur « érodibilité ») sont les suivantes : la profondeur, la porosité, la granulométrie, la teneur en matière organique (Roose et al., 1993 ; FAO, 1996), la nature minéralogique des argiles (Auzet, 1987 ; Le Bissonnais et al., 1995), l'infiltrabilité (Papy et al., 1995) et la cohésion (Mériaux, 1961).

Les sols méditerranéens à texture limoneuse sont parmi les plus sensibles à l'érosion hydrique (Osborn et al., 1976) ; (Poesen, 1983), et cela malgré leur forte capacité de rétention en eau liée à la distribution favorable de leur porosité.

De même les conditions climatiques en méditerranée engendrent une teneur en matière organique relativement faible qui augmente la susceptibilité à l'érosion hydrique (Nahal, 1975 ; Ryan, 1982 ; FAO, 1983 ; Ozden et Sonmez, 1998). La baisse du taux de carbone organique du sol est une cause mais surtout une des conséquences de l'érosion.

Tous les chercheurs ont mis en évidence les trois propriétés essentielles des sols pour déterminer l'érodibilité : (1) la teneur en limon et en argile, surtout en argile; (2) la matière organique qui assure la cohésion du sol; et (3) les caractéristiques minéralogiques et chimiques des sols qui ont un rapport avec la cohésion du sol.

d-Couvert végétal :

Un bon couvert végétal limite l'érosion en dissipant l'énergie de la pluie, favorise l'infiltration et s'oppose à toutes les formes d'érosion, que ce soit celle de l'eau, celle du vent ou celle due à la gravité.

La couverture végétale contribue à réduire plus de 50% l'énergie cinétique de la pluviométrie, et à atténuer 75% de la puissance du ruissellement (Martinez-Mena ,1999 ; Rachman et al.,2003).

La végétation permet de réduire les écarts thermiques entre la nuit et le jour, minimisant ainsi la fragmentation mécanique des roches sous l'effet de variations répétées de la température (Megnounif ,2007).

Le couvert végétal par son effet régulateur d'écrêtement et d'étalement du ruissellement (Combes et al , 1995) , favorise l'infiltration de l'eau vers les couches souterraines et confère plus de cohésion au sol en préservant son taux d'humidité. Les végétaux permettent également de diminuer l'effet du vent sur la mobilisation des sédiments érodés (Morgan,1990).

La production de matière organique par la biomasse en milieu méditerranéen aride est très réduite, ce qui rend les terres très susceptibles à l'érosion hydrique (Thomes , 1995).Cela met en évidence le rôle de la végétation sur l'intensité de l'érosion au niveau biophysique.

e- Facteur d'origine anthropique :

Les activités humaines qui ont la plus grande influence sur l'érosion des sols sont l'agriculture, l'élevage, les exploitations minières, l'abattage du bois, la construction de routes et l'urbanisation.

Les activités de construction peuvent avoir l'effet le plus important à cause à la fois de la suppression de la végétation, des modifications topographiques et de la destruction de l'équilibre du sol.

Des actions anthropiques non contrôlées telle que les incendies, le défrichement, la déforestation, le surpâturage sont à l'origine de processus aggravant l'intensité de l'érosion des terres (Ouvry, 1990, Le Bissonnais et al, 2002, Rachman et al, 2003).

Les différents états de surface et leur prédisposition au ruissellement dépendent de la nature d'occupation du sol (Collinet et Valentin ,1979 ; Courault ,1989 ;Boardman, 1990). En effet une étude réalisée par le CEMAGREF en 1986 , a donné les valeurs moyennes des coefficients de ruissellement attribués aux différentes catégories d'utilisation du sol :0.05 pour les espaces boisés , 0.10 pour les terres cultivées , 0.35 pour les habitations individuelles denses , 0.50 pour les habitations collectives , et 0.6 pour les zones industrielles .

1.3 / Formes De L'érosion Hydrique :

1.3.1 / Erosion en nappe :

Ce type d'érosion s'effectue sur toute la surface du sol. A la surface des terres agricoles, forestières ou à pâturages, les particules de sol sont détachées par la pluie et emportées par le ruissellement. Ceci prend la forme d'érosion dite en nappe avec une mince lame d'eau s'écoulant sur une pente douce des hautes terres.

Quantitativement, l'érosion en nappe est très modeste en Algérie, les pertes en terres estimées par ce type d'érosion sont de 0,10 à 20 t/ha/an (Roose, 1993) ; (Ghenim, 2008) ;(Chebbani, R. et al. 1999).

Le transport de sédiments concerne particulièrement les particules fines : comme l'argile et le limon, les matières organiques de faible masse volumique telles que les résidus de culture et les déjections animales ou encore les fertilisants épandus sur les parcelles cultivées.

1.3.2 / Erosion linéaire :

Cette forme d'érosion se manifeste dès que les filets d'eau diffus se concentrent sur des lignes de plus forte pente et exercent ainsi sur le sol une force de cisaillement permettant de creuser des formes de plus en plus profondes dans le sol en arrachant des particules de plus en plus grosses: graviers, cailloux voir des blocs (Megnounif,2007) ,de petits canaux naissent que l'on peut diviser en trois types : griffes (quelques centimètres de profondeur), rigoles (la profondeur dépasse 10 cm) , ravines (quelques mètres).

a- Erosion en griffes et rigoles :

L'écoulement se concentre davantage pour créer son passage sous forme de griffes d'abord ensuite l'eau de ruissellement vient renforcer l'agrandissement de cette forme

par des incisions bien définies faisant apparaître des rigoles quoique petite à la surface de la terre (Heush,1970).

b- Erosion en ravine :

L'érosion en ravine c'est la dissection de la surface du sol par un chenal profondément découpé dans les terres se formant à l'aval d'un bief non incisé et créant ainsi une rupture de pente brutal.

L'essentiel du transport solide provient des ravines et des oueds(Heush,B. 1970 ;Arabi, M.et al. 1991).

En effet des averses de fréquences rares tombant sur des sols déjà saturés de faibles épaisseur sont à l'origine de la formation de ravines de l'apparition de mouvements de masse et d'inondation(Allé ,1984; Gallartet Clotet-Perameau,1988 ; Rooseet De Noni ,1998).

Lors d'averses exceptionnelles le ruissellement des sols limoneux en croutés en permanence peut augmenter de15à60-90%.Les ravine sac qui ont des tailles de l'ordre du mètre lors d'événements exceptionnels (Castro et al,2000), les mouvements de masse sont importants lorsque les roches argileuses affleurent.

2 / Le transport solide :

La quantification du transport solide peut s'opérer de deux manières, à savoir : Les mesures directes –Les équations universelles.

2.1/ Mesures directes :

Elles sont basées sur les valeurs instantanées des débits liquides Q_l (m^3/s) et celles des concentrations des sédiments en suspension C (g/l) correspondantes. La fourniture de ses données est du ressort de l'A.N.R.H

Ces mesures sont effectuées au niveau de la station hydrométrique de contrôle du bassin versant .Le débit liquide est calculé après lecture de la hauteur d'eau sur une échelle limnimétrique posée sur la rive de l'Oued et à l'aide de la courbe de tarage adéquate (régulièrement contrôlée et actualisée). La charge de la matière en suspension obtenue à partir d'échantillons d'eau prélève dans la section mouillée de l'Oued au moyen d'un conteneur de(50 cl). La boue recueillie sur un papier filtre est pesée après séchage à l'étuve à105°C pendant 30 minutes. On détermine ensuite la charge correspondante à un litre d'eau prélève. Ce qui établit la concentration donnée en (g/l).

La fréquence des prélèvements effectuée dépend de la variation de la hauteur d'eau. Cette fréquence s'effectue chaque heure en période de crue. Dans le cas où la crue est importante c.- à-d., la variation de la hauteur d'eau est rapide, la fréquence de prélèvement augmente jusqu'à trente (30) minutes. En effet La règle adoptée est de procéder à un ou deux prélèvements par 24 heures en période normale et avec une fréquence plus grande (observation toutes les 15 ou 30 minutes par exemple) lors des crues (Fournier, 1960) ; (Touat, 1989).

Le calcul du débit solide en suspension est donné par la formule empirique suivante :

$$Q_{ss} = C \cdot Q_L$$

Avec :

QSS : Débit solide en suspension (kg/s) ;

QL : Débit liquide (m³/s) ;

C : Concentration ou turbidité (g/l).

Toutefois, il est à noter le caractère approché de cette méthode dans le calcul de l'apport solide en suspension car la fiabilité des prélèvements d'échantillons à travers la section du cours d'eau est mise en cause. 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 (Molinier 1979 ; Olivry, 1989).

2.2/ Formules empiriques :

Plusieurs formules ont été conçues pour la quantification de l'érosion hydrique. Nous ne citerons que celles qui impliquent les paramètres physiques représentatifs (morphologie du bassin, pluies, débit liquide, végétation).

a-Formule de Wischmeier et Smith (1978) :

La moyenne annuelle des pertes de terres par hectare (A) est déterminée à partir de six facteurs :

$$A = R \cdot K \cdot LS \cdot C \cdot P$$

A : Perte en sol moyenne annuelle (t/ha.an) ;

R : Indice d'érosivité des précipitations (N/h) ;

K: Indice d'érodibilité du sol, fonction de la texture, du taux d'humus, de la structure de la couche superficielle du sol ainsi que de sa perméabilité (t.h / N.ha) ;

LS: Indice topographique, fonction de la longueur(L) et de l'intensité (S) de la pente ;

C : Indice de couverture végétale et des pratiques culturales ;

P : Indice d'aménagement antiérosif.

b-Formule de Fournier (1960) :

$$Ass = (1/36) (Pm/Pam)^2 (2.65) (h/S)^2 (0.46)$$

Avec :

Ass : apport solide spécifique (t/km²/an) ;

Pm : précipitations moyennes mensuelles du mois le plus pluvieux (mm) ;

Pam : précipitations moyennes annuelles (mm) ;

h : dénivelée moyenne (m) ;

S : superficie du bassin versant (km²) ;

c-Formule de Tixeront (1960) :

Basée sur les données recueillies dans 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens sur une durée comprise entre 2 et 22 ans.

$$Ass = 345E^{0.15} \quad \text{pour les bassins tunisiens}$$

$$Ass = 92E^{0.21} \quad \text{pour la région est algérien}$$

$$Ass = 200. E \quad \text{pour la région centre algérien}$$

Avec :

Ass : Apport solide spécifique en(t/km²/an) E : Ecoulement en (mm)

d-Formule de la Sogreah :

Basée sur les données de 30 bassins algériens, de superficie comprise entre 100 et 300 km², soumis à une pluviométrie annuelle comprise entre 300 et 1000 mm.

$$Ass = \alpha E^{0.15}$$

Avec :

Ass : Apport solide spécifique (t/km²/an) ;

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol, donné au Tableau (1) ci-dessous ;

E : Ecoulement annuel (mm).

Tab1 : Valeurs de α pour différentes perméabilités.

Perméabilité	Forte	Moyenne	Moyenne à	Perméabilité	Imperméable
α	8.5	75	350	1400	3200

2.3 / Analyse critique :

L'équation universelle de Perte de Sol est un modèle d'érosion de sol essentiellement empirique. Fondamentalement, elle représente les descriptions statistiques des données collectées au niveau de 10000 parcelles/année d'érosion ayant des pentes uniformes et gérées sous des pratiques culturales communes. Bien qu'elle soit largement utilisée à travers le monde, elle possède certaines limitations.

Parmi celles-ci, on peut citer:

- impossibilité de calculer les sédiments déposés.
- impossibilité de calculer l'érosion pour un épisode pluvieux.

Récemment, à la lumière de la compréhension du processus d'érosion des sols, d'autres modèles ont été développés. Parmi les plus importants, l'on peut citer d'après (Renard et al, 1991):

- Le Water Erosion Prediction Project (WEPP),
- Le Soil and Water Assessment Tool (SWAT),
- Le Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems (CREAMS).

Au début des années 1980 avec le développement des sciences de l'informatique on a commencé à intégrer dans des Systèmes d'Information l'application de l'USLE à de plus larges superficies comme un bassin versant par exemple. En effet l'approche SIG permet non seulement de spatialiser les informations provenant de diverses sources. Mais de les combiner dans une approche Géographique (SIG) les paramètres du USLE. Cette nouvelle approche a permis d'étendre de modélisation environnementale (Bonn et al, 1996).

L'application de la formule Wischmeier et Smith semble être difficile. Elle exige la disponibilité d'une grande quantité de données d'entrée qui reste inaccessibles pour le cas des bassins de notre région. Il s'agit en particulier des facteurs inhérents à l'occupation, l'utilisation et les pratiques de conservation des sols.

La formule de Fournier quant à elle introduit des termes qui sont fonction de la pluviométrie des mois les plus pluvieux. Pour le cas de notre série les mois de la saison de l'Hiver cumulent la plus importante lame précipitée de toutes les saisons. En revanche ce sont les mois de la saison du printemps qui totalisent le maximum de l'écoulement. Ce ci semble être une des caractéristiques de la réponse hydrologique des cours d'eau de la région du Nord- Ouest Algérien.

La formule de Tixeront s'applique à des bassins de l'Est et du Centre algérien. Toutefois, la faible pluviométrie dans les bassins de l'Ouest algérien limite son application. En effet la région de l'Est algérien reçoit une pluviométrie annuelle plus importante par rapport à l'Ouest Algérien (Seltzer, 1946) ; (Meddi et al, 1998), une variabilité spatio-temporelle de la dégradation des terres en est la conséquence. (Terfous et al, 2001) ; (Achite et Meddi, 2005).

La formule de Sogreah fait intervenir deux paramètres essentiels : la perméabilité du sol et l'écoulement annuel du cours d'eau. Néanmoins Walling et al. (1992) rapportent que souvent près de 90% de la charge solide annuelle est transportée en moins de 5% du temps annuel durant les événements de crues.

L'influence de l'écoulement annuel dans ce cas se voit donc diminuer.

2.4 /Modes de transport solide :

Le transport solide représente la quantité de matériaux granulaires transportée par un cours d'eau, les sédiments ainsi emportés proviennent soit du bassin versant soit des berges ou

du fond du lit mineur. Dans le premier cas l'érosion qui se manifeste est dite aréolaire appelée aussi érosion en nappe ou en rigole, les particules entraînées en surface sont fines et souvent cohésives. Dans le deuxième cas on parle d'érosion linéaire, elle persiste même quand la pluie cesse de tomber, elle mobilise des forces hydrodynamiques importantes qui finissent par transporter des matériaux très grossiers.

Les deux propriétés du cours d'eau qui permettent de contrôler l'abondance et le cheminement de cette fourniture sédimentaire sont :

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(1930) (Fig.2).

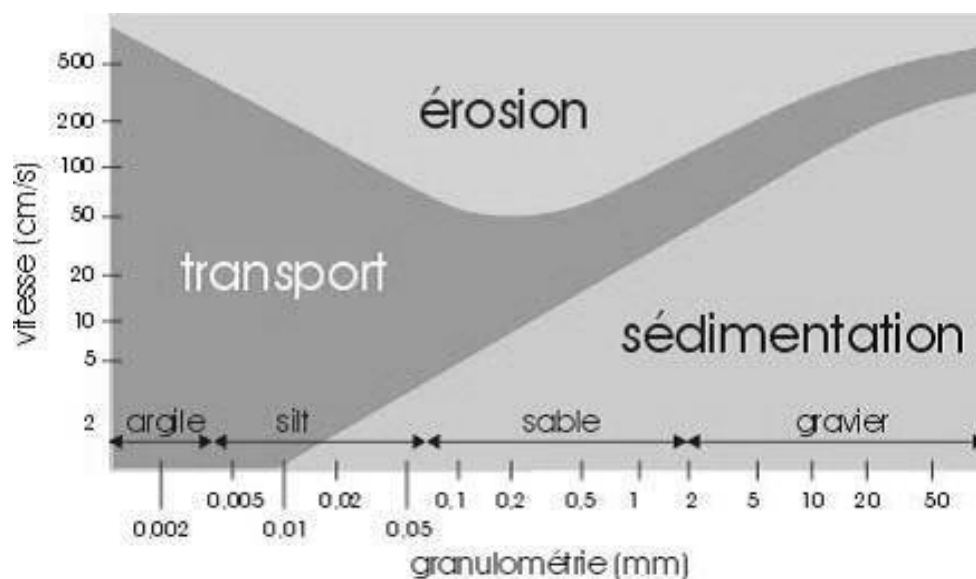


Fig2 : Diagramme érosion, transport, sédimentation D'après Hjulstrom (1930).

Ce processus de transfert des matières solides en suspension le long de l'oued, alterne à un processus de détachement et de transport de matériaux du sol avant leur entrée dans le système "rivière". Les taux de particules transportées vont être régis par un certain nombre

de facteurs dont la vitesse de l'eau, les caractéristiques du lit, et la granulométrie des particules.

Le transport des sédiments par les cours d'eau est en fait déterminé par les caractéristiques des particules (taille, forme, concentration, vitesse de chutes et densité des particules).

Les deux modes de transport connus en hydraulique fluviale sont: le charriage et le transport en suspension.

4.1/Transport solide par charriage :

Le charriage se produit près du fond, il ne concerne que des particules grossières (sables, gravier, galets et blocs) de diamètre supérieur à 1 mm, elles subissent un début d'entraînement sous l'effet d'un accroissement des forces hydrodynamiques qui leur sont appliqués à savoir la force de trainée et la force de pression (portance).

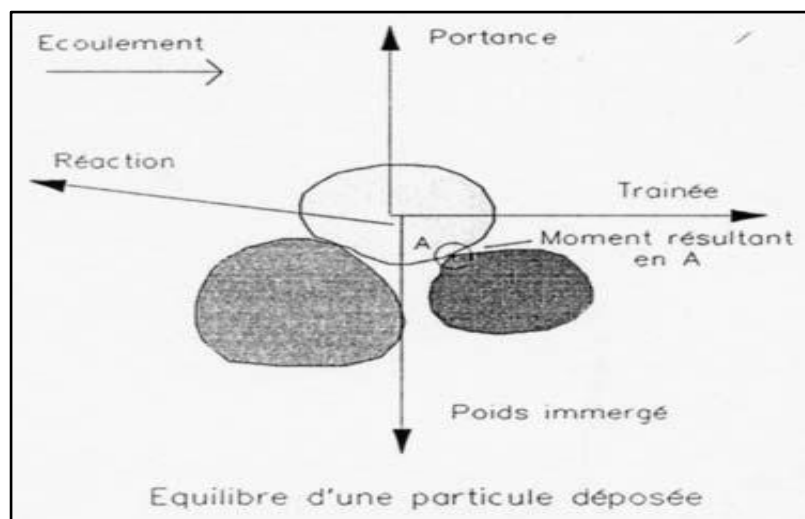


Fig3 :Forces agissant sur une particule solide en mouvement (Hjulstrom,1930)

Ces particules commencent à se déplacer le long du lit du cours d'eau en roulant, glissant ou éventuellement par des sauts, par saltation, leurs vitesses est inférieure à celle de l'écoulement. Le charriage crée, sous certaines conditions, des formes de fond: rides, dunes, anti-dunes(Fig.3). Les mesures sur le terrain du transport solide par charriage sont très onéreuses à cause des perturbations de l'écoulement.

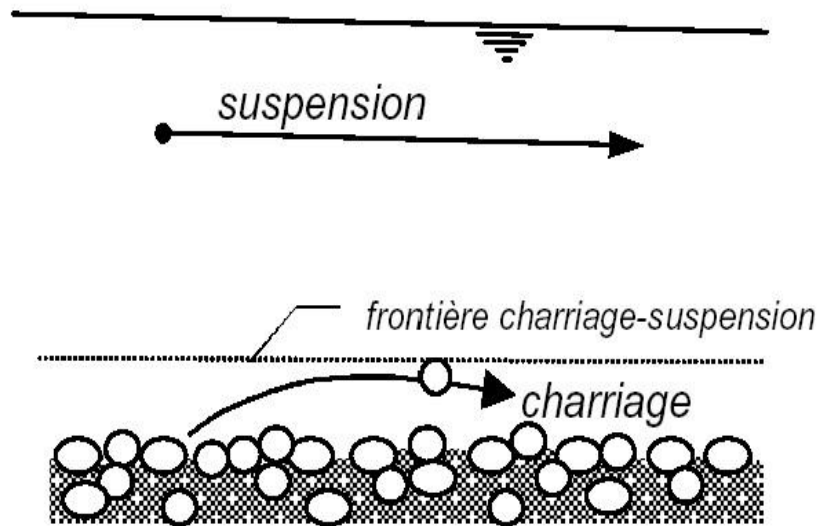
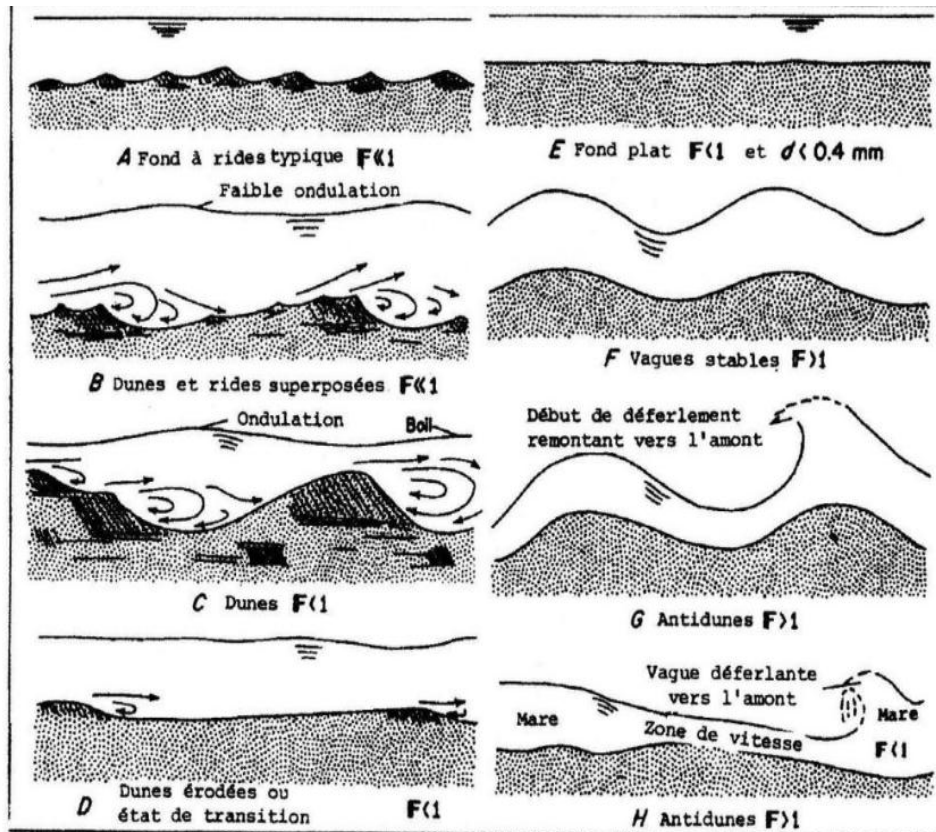


Fig4 : Modes de transport solide.

En dépit de la difficulté de l'évaluation de ce mode de transport liée en particulier à l'insuffisance de données de mesures, beaucoup de méthodes ont été mises au point ces cent dernières années fondées à la fois sur des résultats expérimentaux et une explication théorique, parmi les plus récentes, on citera les équations modernes en variables adimensionnelles des auteurs suivants: White (1972), Einstein (1950), Bagnold (1956), Du Boys (1879), Graf (1971), Meyer-Peter et Muller (1948), Schoklitsch (1950), Raudkivi (1967), Bogardi (1974), Kalinske (1947), Rottner (1959), Goncharov (1962).



Aspects du fond. D'après The Effect of bed roughness on depth-discharge relations in alluvial channels, par D.B. Simons et E.V. Richardson, dans U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 1498-E, 1962

Fig5 : Aspects du fond.

En Algérie, seul le transport solide en suspension est mesuré et le transport solide charrié est pris égal à 30% du transport solide en suspension (Achite, 1999). Il est évalué à 32% de la charge totale pour la Haute Tafna en Algérie (Megnounif, et al. 2003).

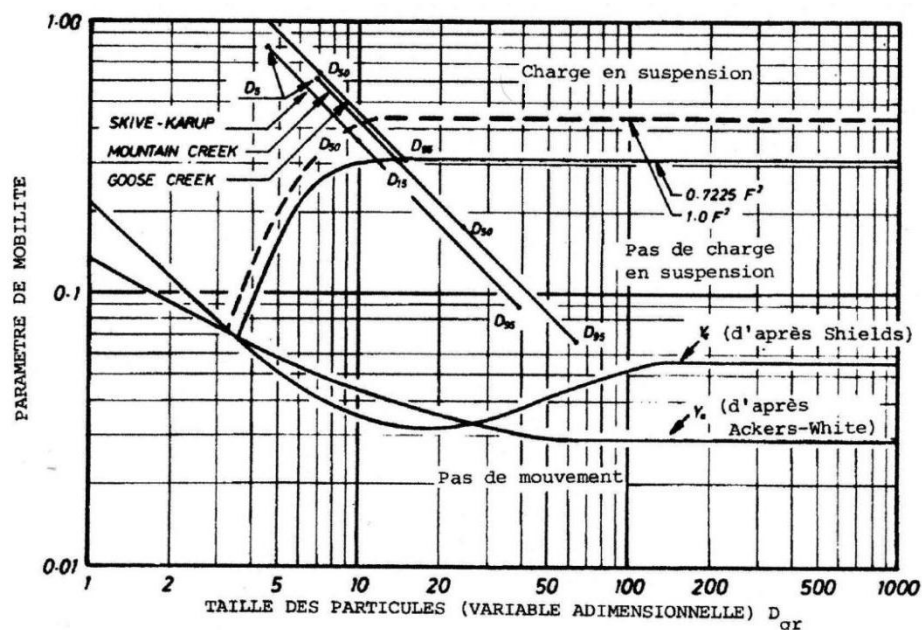
4.2 / Transport solide en suspension :

Au fur et à mesure que la vitesse du courant s'accroît dans un cours d'eau, l'intensité de la turbulence et l'épaisseur de la couche turbulente s'accroissent également. On arrive finalement à un stade où les particules en saltation atteignent une hauteur au-dessus du fond où les forces ascensionnelles fluctuantes dues à la turbulence dépassent le poids des particules.

Il s'agit de particules fines (argiles, colloïdes et quelque fois des iltslimons, sables fins) qui se déplacent sur des grandes distances et le débit solide croît de l'amont vers l'aval.

Un des critères usuels pour définir les conditions dans lesquelles se produit un transport en suspension est le paramètre limite de mobilité défini comme étant le rapport entre les forces de cisaillement et les forces de gravité.

Einstein(1944) donne une limite plus restrictive à savoir $v^* > 0,85w$ où v^* est la vitesse d'arrachement et la vitesse de chute d'une particule.



Critères de suspension des sédiments. D'après Sediment transport; an appraisal of methods (HRS INT 119), par W.R.White, H. Milliet et A.D. Crabbe, 1978 (Copyright de la Couronne, reproduit avec l'autorisation du Contrôleur HMSO et de la Station de Recherche Hydraulique, Wallingford, Royaume-Uni).

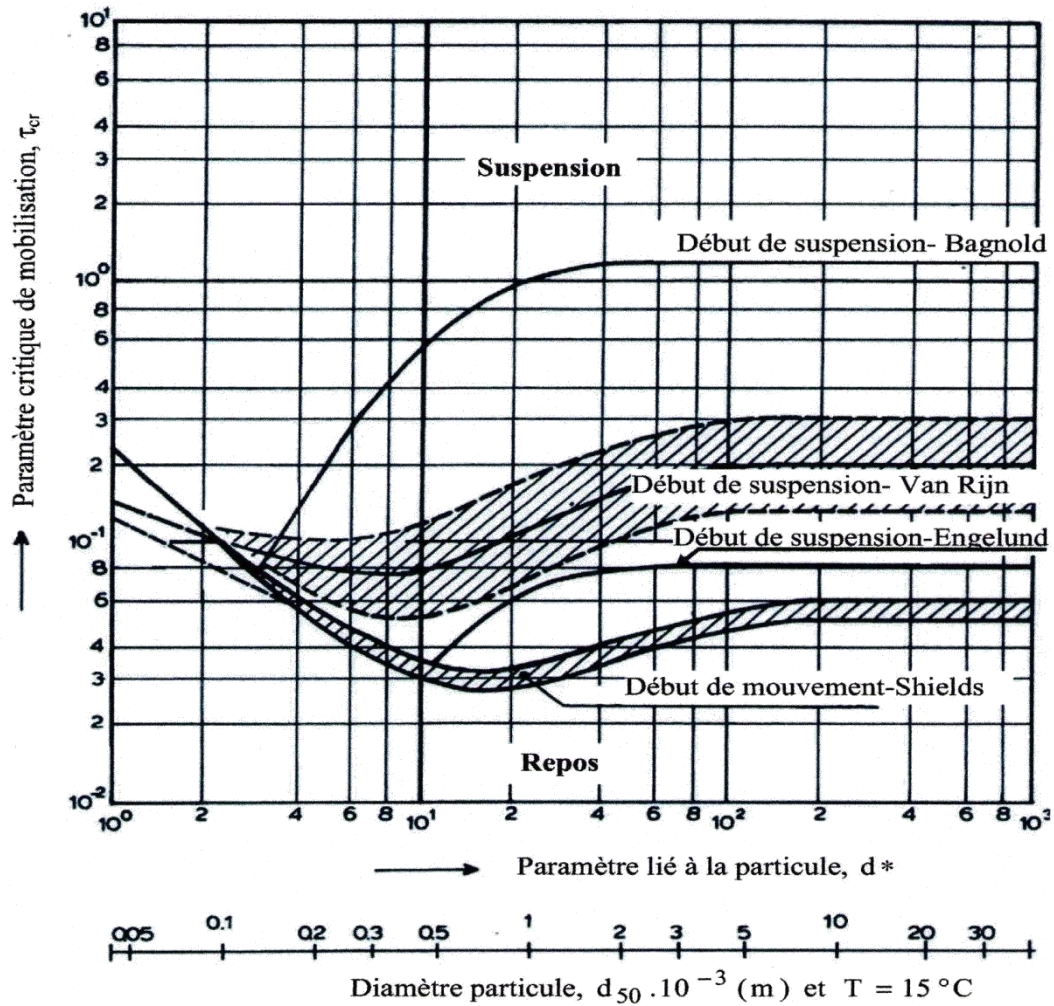
Fig6 : critères de suspension des sédiments (Einstein,1944)

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

$V/W > 0,10$: Début de transport par charriage;

$V/W > 0,40$: Début de transport en suspension.

Les courbes de début d'entraînement et de suspension, établies par Bagnold, Engelund, Van Rijn comparées avec la courbe de Shields sont données.



Critère de début d'entraînement et de suspension, d'après : Bagnold ; Van Rijn ; Engelund et Shields (Van Rijn, 2005).

Fig7 : critère de début d'entraînement et de suspension (Graf,1971).

Chapitre II

Situation Géographique

Le bassin versant de l’oued Khemis fait partie des monts de Tlemcen, c’est un affluent rive gauche de la haute Tafna, il est limité par les coordonnées Lambert suivantes :

X : {138km-165km}

Y : {88km-118km}

L’oued Khemis prend sa source à une altitude 1700m, aux environs du Djebel Dehar Azou jet cou le jusqu’à une altitude de 650m au barrage Beni-Bahdel, administrativement, la région d’étude fait partie de la Wilaya de Tlemcen.

D’une superficie de 350 Km² ce bassin est limité:

- Au Nord, par Sidi Medjahed et la plaine de Maghnia.
- Au Sud, par Sidi Djilali et Tenouchfi (1841m).
- Al’Est, par les Djebels El Rhar (1523m), Djebel Herhour et Nifel Ogab (1467m), et Guern Zahra (1292m).
- A l’Ouest, par le Horst de Rhar-Roubane (1014m) et Ras-Asfour (1532m).

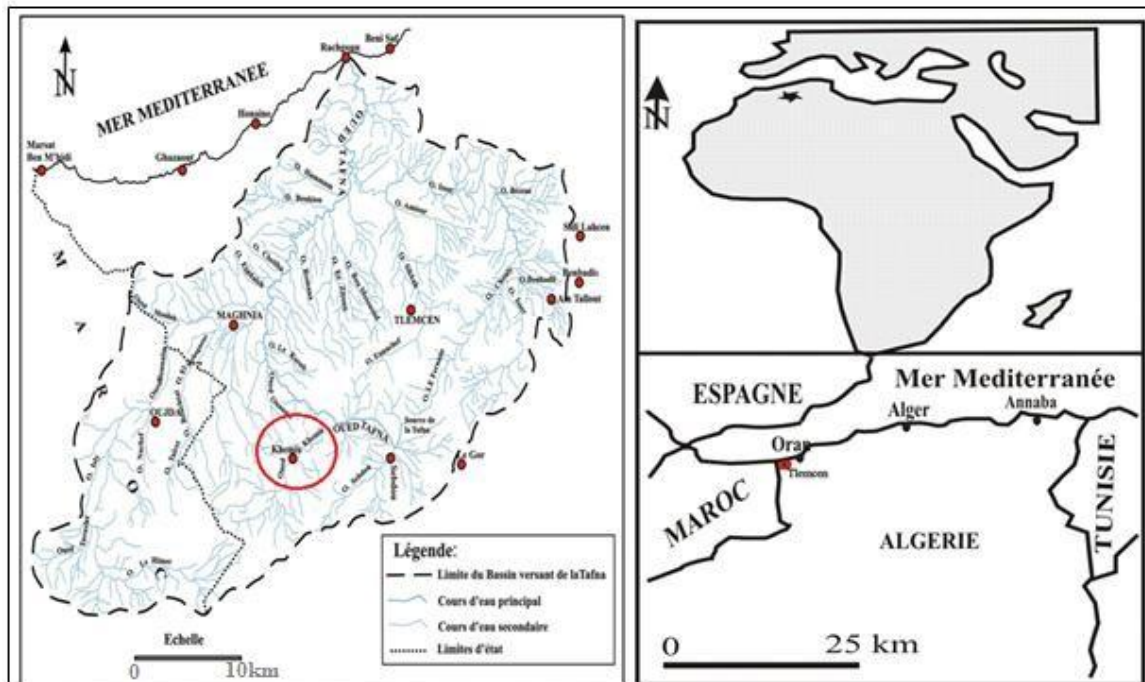


Fig. 2 : Situation du bassin de l’Oued Khemis.

Chapitre III

Morphologie du Bassin Versant

Introduction :

L'étude morphologique du bassin versant est primordiale pour la suite de notre travail, on utilise les données de la station de Zahra pour faire notre étude.

Tab1 : coordonnées de la station Zahra.

Station : Zahra

oued : khémis

code : 160409

Coordonnées	x	y	Z en (m)
Lambert	114.65	161.50	660
grade	4°27'09''	38°52'94''	660

Tab2 : les paramètres géométriques du bassin versant.

Bassin versant	Surface (km ²)	Périmètre (km)	Altitude moyenne (m)
khémis	345	80	1310

1- Caractéristiques de forme :

Comme paramètres de mesure :

- Paramètres géométriques: la surface S du bassin et son périmètre P ;
- Son indice de forme ou de compacité Kc ;
- Les côtés de son rectangle équivalent.

1.1- Indice de compacité (de Gravelius) :

Le coefficient de Gravelius exprime la forme d'un bassin versant, il est égal au rapport du périmètre du bassin versant considéré à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Plus cet indice sera proche de « 1 » plus le bassin aura une forme ramassée et plus le temps déconcentration des eaux sera court.

$$Kc = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \mathbf{KC = 1,2}$$

Avec :

S : superficie du bassin versant (km²) 345 Km²

P : Périmètre du bassin versant (km) 80 Km

La valeur du Kc traduit un allongement du bassin et le développement d'une érosion linéaire.

1.2- Rectangle équivalent :

C'est une notion introduite pour pouvoir comparer les bassins entre eux du point de vue influence de la forme sur l'écoulement. On détermine la longueur et la largeur du rectangle qui aurait la même superficie, le même indice, la même courbe de fréquence altimétrique et les mêmes conditions d'écoulement que ceux du bassin versant considéré.

$$\text{La longueur du rectangle équivalent : } L = \frac{Kc \cdot \sqrt{s}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right]$$

$$L = 27.4 \text{ km}$$

$$\text{La largeur du rectangle équivalent : } l = \frac{kc \cdot \sqrt{s}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right]$$

$$l = 17.34 \text{ km}$$

2- Etude du réseau hydrographique :

La disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux, qui ont affecté la région au cours des temps géologiques (Seladji.2000).

Les paramètres importants qui régissent le régime hydrologique d'un cours d'eau sont :

- ✓ la densité de drainage, les rapports de confluence et rapports des longueurs.
- ✓ L'oued Khemis est un affluent rive gauche de l'oued Tafna, il court au fond d'une vallée encaissée, cet oued est alimenté essentiellement par des sources qui lui assurent un écoulement permanent.

Il prend naissance à une altitude de 1700m par la rencontre de 3 Oueds :

- ✓ Le premier d'Ouled Belkassem.
- ✓ Le second renfermant : Oued Tadet, Oued Mazer (même cours d'eau).
- ✓ Le dernier qui renferme : O. Tadert, O. Tirheza, O. Boulefane et O. Chadli (même cours d'eau permanent), un autre cours d'eau celui de O. Laames madhel (temporaire) est lié à ce troisième oued.

L’oued Khemis coule sur une grande partie dans une vallée étroite, au versant abrupt de direction SSW–NNE alimentant le barrage de Beni- Bahdel.

Le schéma du chevelu hydrographique à partir des cartes topographiques à l’échelle 1/50000 de : Rhar-Roubane (carte n°328), Sebdou (carte n°329), Sidi Aissa (carte n°356), Terni (carte n°300).

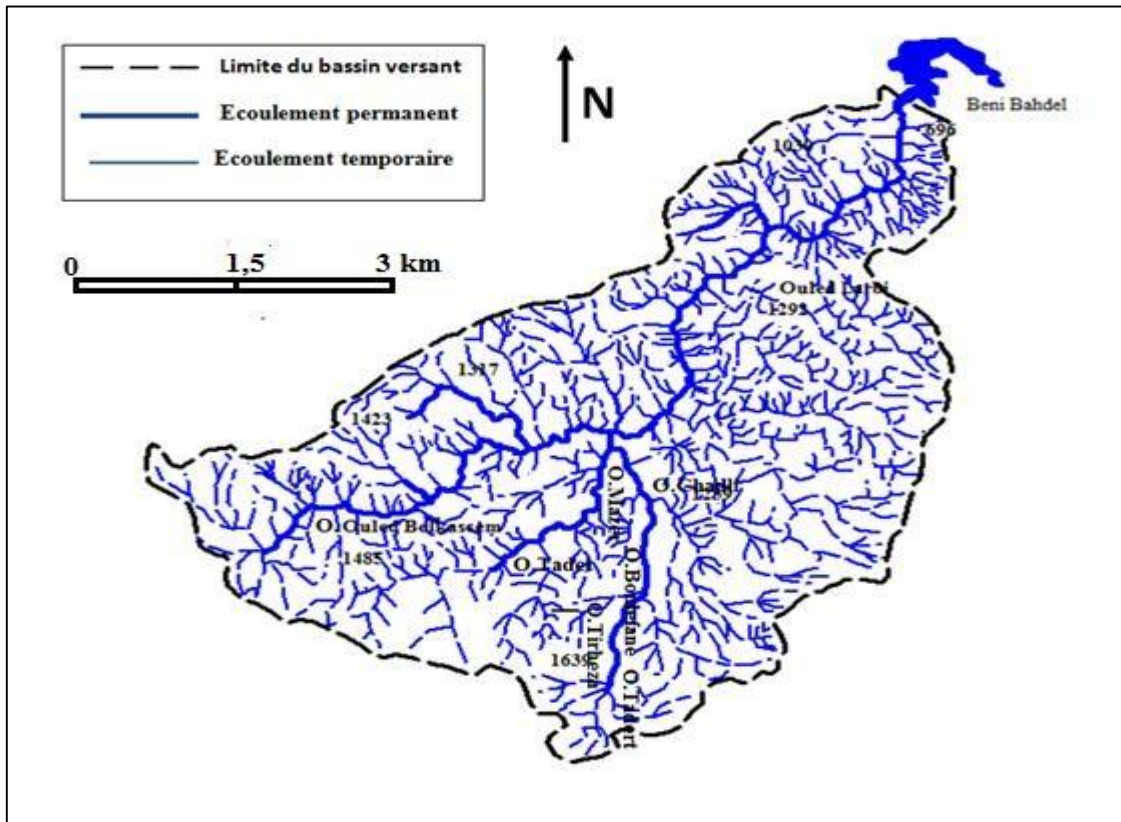


Fig1: Réseau hydrographique du bassin versant d’oued Khemis (Bourbaba, 2015)

La classification définie par STRAHLER et SCHUM, 1954 :

Tout tronçon de cours d’eau formé par la réunion de 2 cours d’eau d’ordre x est d’ordre x+1.

Tab3 : Classification des thalwegs suivant les ordres et rapports caractéristiques. (Bourbaba, 2015)

Ordre	Nombre	Rapport de confluence	Longueur [Km]	Longueur moyenne [m]	Rapport des longueurs
1	190	3,21	571	0,3	/
2	593	6,44	290,	0,49	1,63
3	92	4,84	152	1,65	3,36
4	19	3,8	54	2,84	1,72
5	05	5	37	7,4	2,61
6	01	/	23,5	23,5	3,18
Total	261	-	112	-	-

2.1- Densité de drainage :

C'est un paramètre qui permet de caractériser l'organisation du chevelu hydrographique et le degré de drainage du bassin versant, il correspond au rapport de la longueur total des thalwegs par la surface du bassin

$$Dd = \sum \frac{L_i}{S} Dd = 2.7 \text{ Km} / \text{Km}^2$$

Dd : densité de drainage (km/km²).

Li : longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque ordre (km).

A: Surface du bassin (km²).

La valeur élevée de la densité de drainage indique la présence d'une pente forte favorisant des crues rapides, on peut dire que le bassin de Khemis est bien drainé. (Bourbaba, 2015)

2.2- Rapport de confluence Rc :

C'est le quotient du nombre de thalwegs d'ordre x par celui des thalwegs d'ordre supérieur $x + 1$.

$$\text{Il est défini par : } Rc = \frac{N(x)}{N(x+1)}$$

Il est préférable d'estimer la valeur moyenne des rapports de confluence par méthode graphique, sur un papier semi-log où, on porte :

- En ordonnées logarithmique; le nombre de thalwegs.
- En abscisse arithmétique l'ordre des thalwegs.

L : longueur du thalweg principal (km) ;

Hmoy : altitude moyenne (m) ;

Hmin : altitude minimale (m).

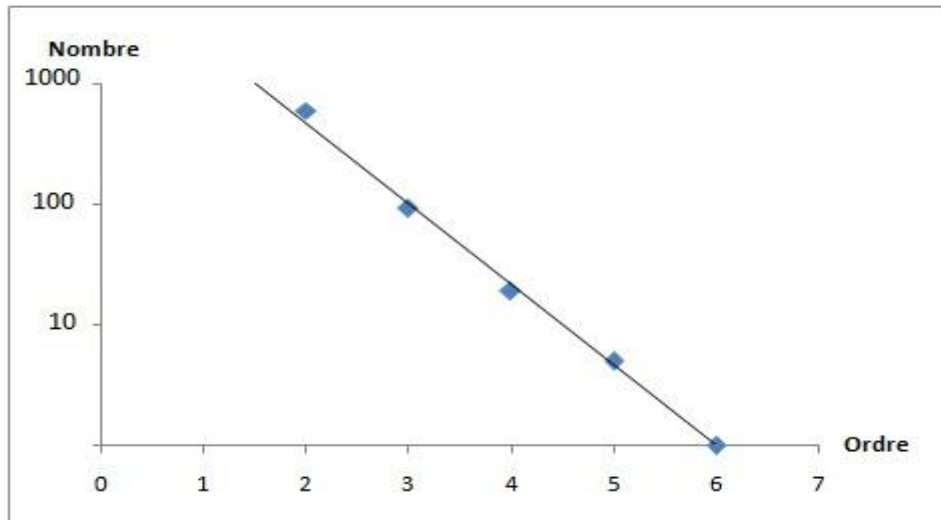


Fig2: Rapport de confluence (Bourbaba, 2015).

On obtient une droite d'équation: $\log N = ax + b$

$$a = \frac{\log N(x) - \log N(x + 1)}{x - (x + 1)}$$

Pour le bassin de l'oued Khemis : **Rc = 2,29**

Le nombre de cours d'eau d'ordre successifs forme une progression géométrique d'ordre inverse. Le réseau est bien organisé. (Bourbaba, 2015)

2.3- Coefficient de torrentialité :

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage :

$$CT = Dd \cdot Fi$$

Avec : **Dd** : densité de drainage ;

Fi : fréquence des thalwegs élémentaires $Fi = Ni / S$;

Ni : nombre de cours d'eau d'ordre i.

$$CT = 15.4$$

2.4-Temps de concentration des eaux :

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire, pour son calcul, nous faisons appel à la formule de Giandotti :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S+1.5L}}{0.8\sqrt{H_{moy}-H_{min}}} T_c = 6.53 \text{ heures}$$

Avec : **Tc** : temps de concentration (heure) ;

A : superficie du bassin (km²) ;

L : longueur du thalweg principal (km) ;

Hmoy : altitude moyenne (m) ;

Hmin : altitude minimale.

3. Etude du Relief :

Comme paramètres du relief :

- L'indice de pente IP de roche.
- L'indice de pente global Ig.

Qui requièrent la connaissance de la répartition hypsométrique et la dénivelée D.

3.1- Etude de la répartition de la surface en fonction de l'altitude :

Après, la mesure de l'aire totale du bassin, on détermine les surfaces partielles (Tableau 4) :

Tab4: Répartition de la surface en fonction de l'altitude.

Tranche d'altitudes (m)	Surface partielle (km ²)	Surfaces partielles cumulées (km ²)	Surface partielle (%)	Surface cumulée (%)	Altitude cumulée (%)
1700-1550	28,3	28,3	8,08	8,08	100
1550-1400	98	126,3	28	36,08	85,74
1400-1250	134	260,3	38,28	74,36	71,45
1250-1100	29,6	289,9	8,45	82,81	57,16
1100-950	26,5	316,4	7,57	90,38	42,87
950-800	25,2	341,6	7,2	97,58	28,58
800-650	8,4	345	2,4	100	14,29

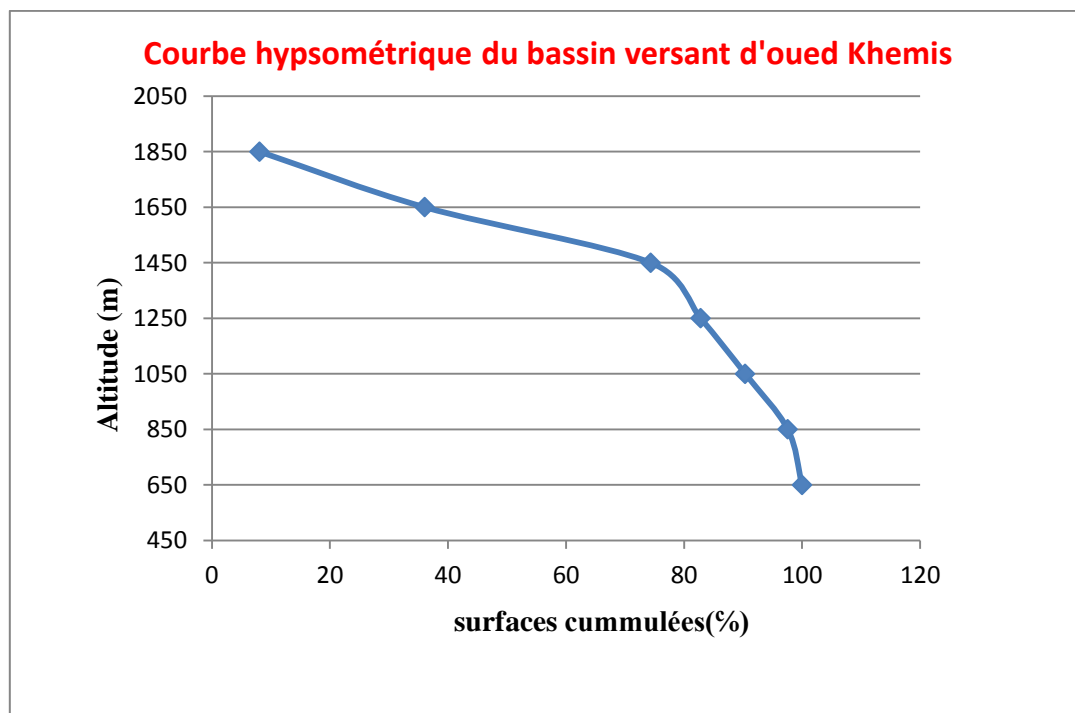


Fig3 : courbe hypsométrique du bassin versant d'oued Khemis.

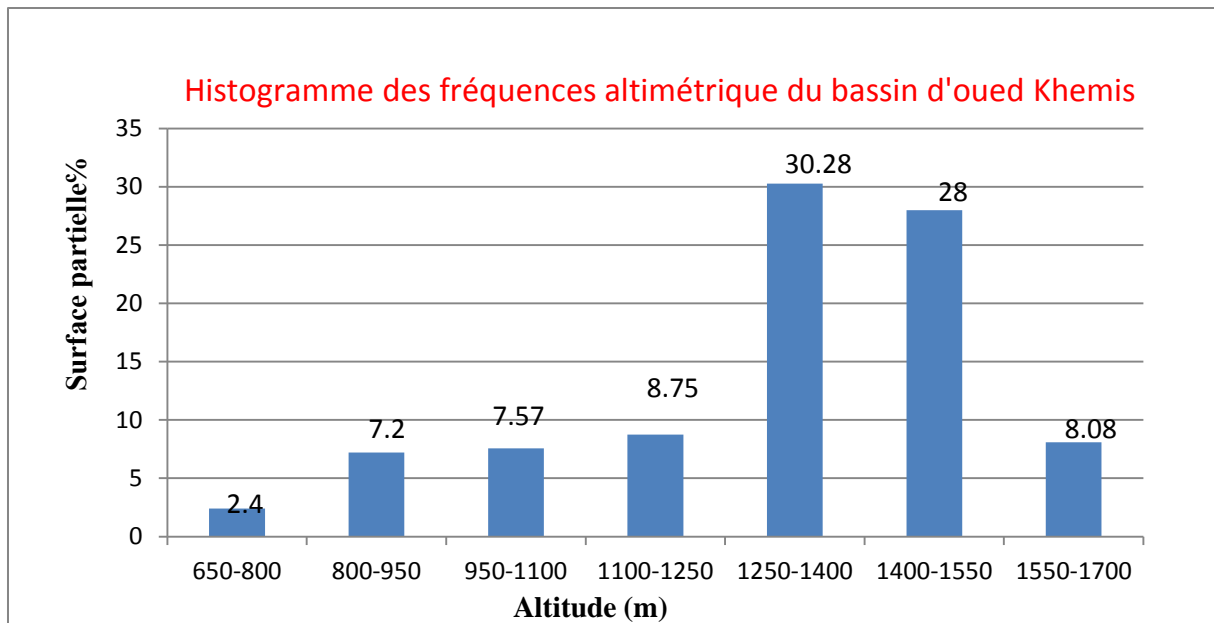


Fig4 : Histogramme des fréquences altimétrique du bassin d'oued Khemis.

Le tableau4, Nous a permet de tracer la courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques. Pour Strahler, la courbe hypsométrique est le reflet de l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin. Dans notre étude, la courbe hypsométrique présente une concavité vers le bas. Ceci révèle que le bassin versant est en état de jeunesse ayant un potentiel érosif important et dont la géomorphologie est en pleine évolution.(Bourbaba, 2015).

3.2- Etude des pentes :

A- Indice de pente de Roche I_p :

C'est un indice de pente qui rend compte de l'influence du facteur pente sur le régime hydrologique du bassin, nous le déterminons à partir du rectangle équivalent.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum X_i \sqrt{\beta_i (a_i - a_{i-1} + 1)} \mathbf{I_p = 0.17}$$

β_i : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes a_i et a_{i-1} ;

x_i : Distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent(m) ;

L : Longueur du rectangle équivalent (m).

B- Indice de pente global I_g :

La pente joue un rôle capital dans la plus ou moins grande aptitude au ruissellement des terrains, son appréhension peut être faite à l'aide de l'influence de la pente I_g .

C'est le rapport de la différence des altitudes de fréquences 5% et 95% (D) par la longueur du rectangle équivalent du bassin (L).

$$I_g = \frac{D}{L} I_g = 0,019$$

D : Dénivelée (m) ;

H5%-H95% (tirées de la courbe hypsométrique) ;

L : Longueur du rectangle équivalent (km) ;

H5% = 1627 m ; H95% = 927 m ; L = 36960 m.

Tab5: Classification du relief selon l'ORSTOM (in Bouanani A, 2004).

Classe	Type de relief	Indice de pente global
1	Très faible	$I_g < 0,002$
2	Faible	$0,002 < I_g < 0,005$
3	Assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
4	Modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
5	Assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
6	Fort	$0,05 < I_g < 0,5$
7	Très fort	$0,5 < I_g$

D'après la classification d'ORSTOM, on peut dire que le bassin versant de l'Oued Khemis présente un relief Modéré.

C-Dénivelée spécifique(D_s) :

$$D_s = I_g \sqrt{S} D_s = 352,9 \text{ m.}$$

I_g : indices de pente global (m/Km) ;

S: aire du bassin versant (Km^2) ;

Tab6 : Classification du relief selon Ds.

Classe	Type de relief	Ds
1	Très faible	Ds <10m
2	Faible	10m<Ds <25m
3	Assez faible	25m<Ds <50m
4	Modéré	50m<Ds <100m
5	Assez fort	100m<Ds <250m
6	Fort	250m<Ds <500m
7	Très fort	500m <Ds

Les valeurs de Ds (Tableau6), traduisent bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief (Bourbaba, 2015).

3.3- Profil en long de l'oued Khemis :

Le profil en long du cours d'eau principal permet de déterminer les pentes des thalwegset leur influence sur le régime d'écoulement (figure) d'une longueur de 31km, le cours d'eau principal de l'oued Khemis présente des variations de pente importantes depuis oued Tadert jusqu'à Beni-Bahdel.

Pour le premier tronçon entre oued Tadert et oued Boulefane existe une pente forte de 4.29%, elle diminue pour atteindre 3% entre oued Boulefane et Si Larbi.

La pente s'atténue encore Si Larbi et Khemis où, une rupture de pente de 2.31% est observée et elle passe à 2.14% à Khemis.

Pour le dernier tronçon la pente est faible où elle atteint une valeur de 1.67% à Beni-Bahdel (Bourbaba, 2015).

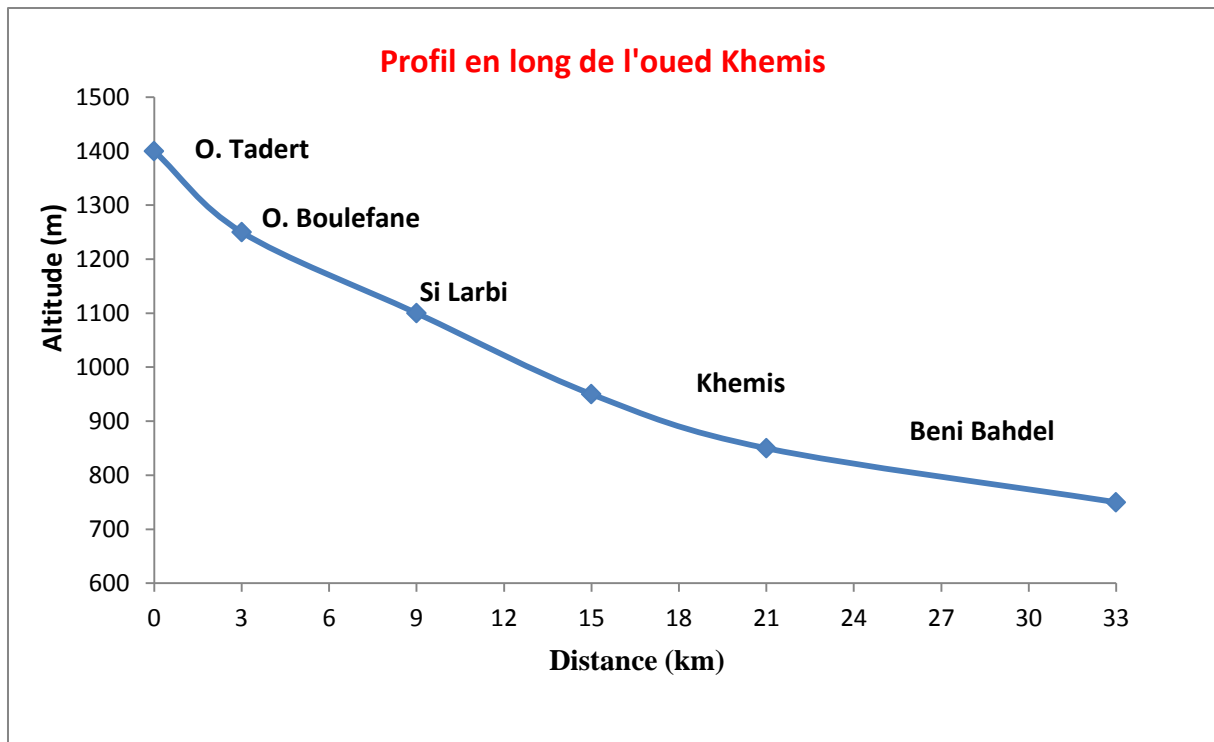


Fig5 : Profil en long de l'oued Khemis (Bourbaba, 2015).

Conclusion

Nous représentons sur le tableau les résultats de l'étude morphologique du bassin, qui met en évidence le caractère allongé du bassin et un relief généralement fort.

Tab7 : caractéristiques physio-géographiques du bassin versant de l'oued Khemis.

Altitude moyenne (m)	1310
Surface (km²)	345
Périmètre (km)	80
Longueur du rectangle équivalent (km)	36.9
Longueur du talweg principal (km)	31
Densité de drainage (km/km²)	2.7
Indice de compacité	1.2
Indice pente roche	0.17
Coefficient de torrentialité	15.4
Rapport de confluence	2.29
Temps de concentration des eaux (h)	6.53

Chapitre IV

Climatologie

Introduction :

Le climat correspond aux conditions météorologiques moyennes (températures, précipitations, ensoleillement, humidité de l'air, vitesse des vents, etc.) qui règnent sur une région donnée durant une longue période.

Les conditions climatiques jouent un rôle important dans les comportements hydrologiques des cours d'eau. Ces paramètres climatiques (surtout la température et évapotranspiration) sont en relation avec les précipitations.

1-ETUDE DES PARAMETRES CLIMATIQUE :**1.1- Les précipitations :****Tab1** : caractéristique de la station de Zahra.

Station	Coordonnées		Altitude (m)	Période d'observation	Précipitations moyenne annuelles (mm)
	Longitude	Latitude			
ZAHRA	1°34'	34°39'	660	1990-2013	404.6

1.1.1- Précipitations annuelles :

Les valeurs annuelles des précipitations à la station de Zahra sur la période (1990/1991-2012/2013).

Tab2 : Précipitations moyennes annuelles à la station de Zahra.

Années	P (mm)	Années	P (mm)	Années	P (mm)
90/91	327.8	98/99	111.3	06/07	422.2
91/92	487.8	99/00	130	07/08	225.1
92/93	353.6	00/01	476.3	08/09	919.9
93/94	320.7	01/02	451.3	09/10	525
94/95	387.7	02/03	454.7	10/11	393.3
95/96	460.1	03/04	424.6	11/12	404.6
96/97	315.5	04/05	259.2	12/13	685.7
97/98	327.4	05/06	442	moy	404.6

On tire du tableau des Précipitations moyennes annuelles à la station de Zahra :

- ⇒ La moyenne interannuelle des précipitations de la période (1990-2013) est de 404.6mm.
- ⇒ Le maximum des précipitations moyennes annuelles est enregistré en 2008/2009 avec 919.9mm.
- ⇒ Le minimum des précipitations moyennes annuelles est enregistré en 1998/1999 avec 111.3mm.

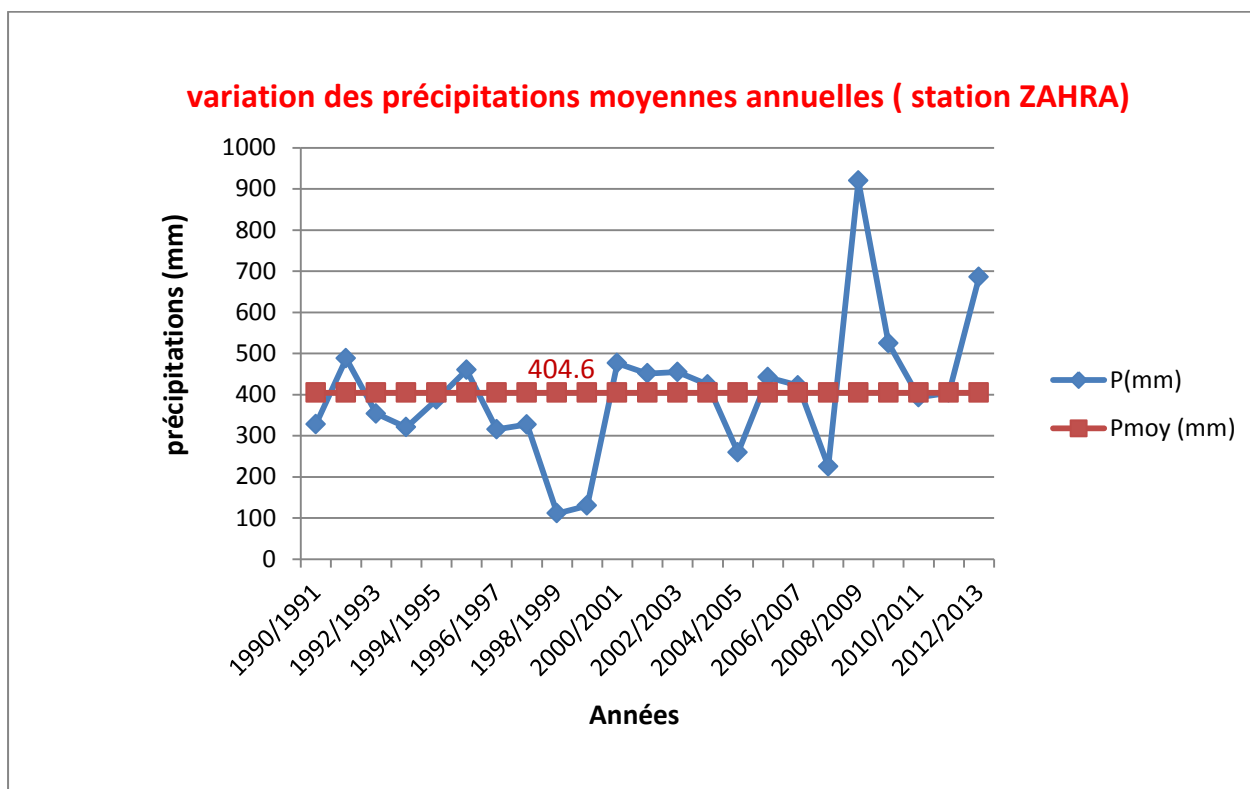


Fig1 : variation des précipitations moyennes annuelles à la station de Zahra durant la période 1990-91 à 2012-13.

1.1.2- Précipitations mensuelles :

La répartition mensuelle des précipitations dans l’année et ses variations conditionnent en relation avec les facteurs thermiques, l’écoulement saisonnier et par là même le régime des cours d’eau ainsi que celui des nappes aquifères. Sa connaissance est donc fort utile dans l’optique de notre étude.

Tab3 : Précipitations moyennes mensuelles à la station de Zahra.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JT	A
P(mm)	26.21	39.54	45.57	44.56	63.47	49.65	61.07	52.47	37.47	6.22	4.31	5.35

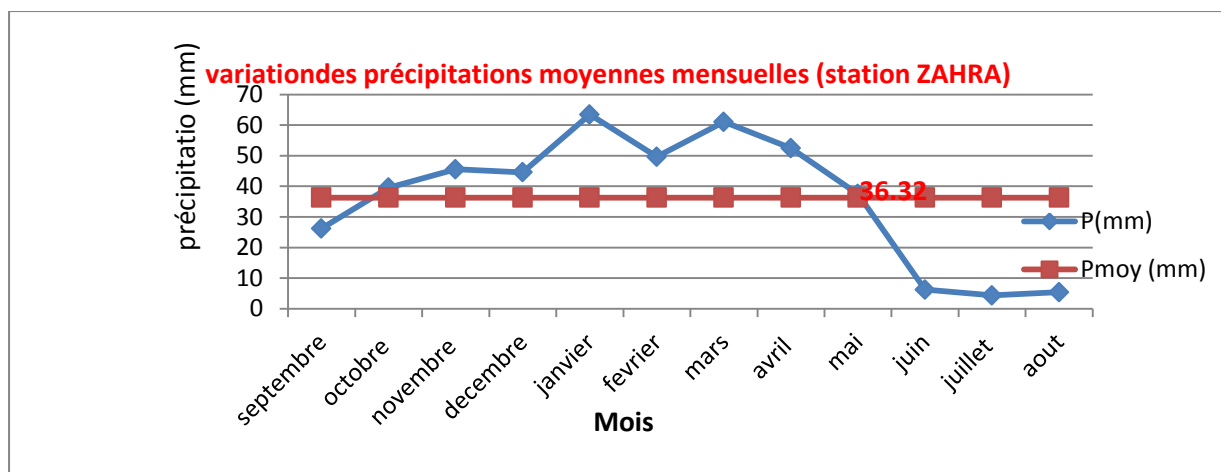


Fig2 : Variation des précipitations moyennes mensuelles à la station de ZAHRA

durant la période 1990-91 à 2012-13.

On tire du graphe des Précipitations moyennes mensuelles à la station de Zahra :

- ⇒ La moyenne inter-mensuelle des précipitations de la période (1990-2013) est de 36.32mm.
- ⇒ Le maximum des précipitations moyennes mensuelles est enregistré au mois de janvier avec 63.47mm.
- ⇒ Le minimum des précipitations moyennes mensuelles est enregistré au mois de juillet avec 4.31mm.

1.1.3-Précipitations saisonnières :

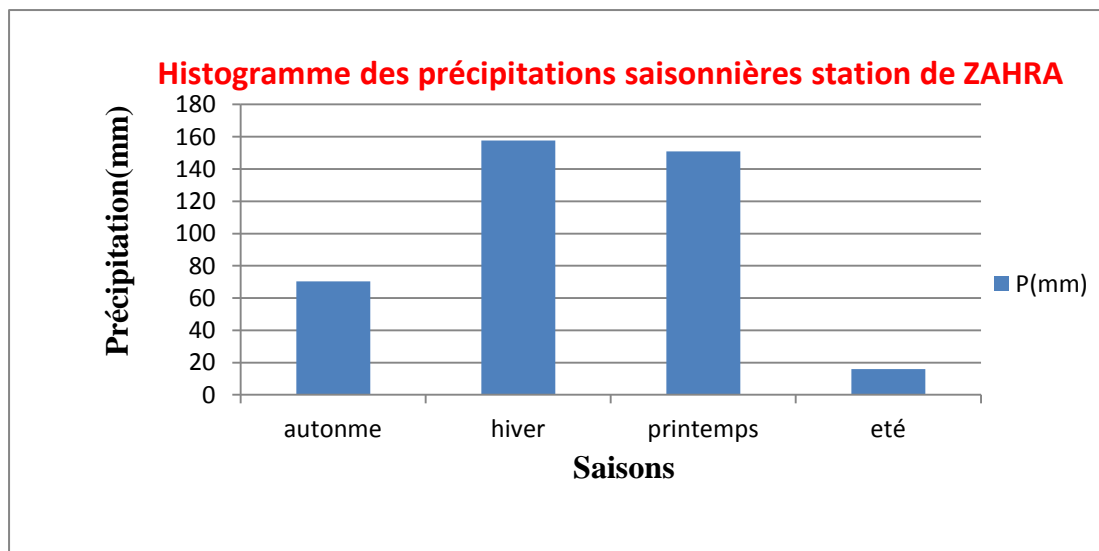
L'inclinaison de l'axe de la Terre combinée à la rotation de la terre autour du soleil produit une alternance des saisons. Ces quatre saisons (**printemps**, été, **automne** et hiver) durent environ trois mois chacune. Ces quatre périodes de l'année ont des conditions climatiques à peu près constantes.

Les 4 saisons de l'année correspondent à:

- Hiver : (Décembre, Janvier, Février) ;
- Printemps : (Mars, Avril, Mai) ;
- Eté : (Juin, Juillet, Août) ;
- Automne : (Septembre, Octobre, Novembre).

Tab4 : Précipitations saisonnières moyennes à la station de Zahra.

saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été
P(mm)	70.32	157.68	151.01	15.88

**Fig3** : Histogramme des précipitations saisonnières de la station de ZAHRA durant la période 1990-91 à 2012-13.

On tire du graphe des Précipitations moyennes mensuelles à la station de Zahra :

- ⇒ L'hiver est la saison la plus humide suivie du printemps.
- ⇒ L'été est la saison la plus sèche.

1.2-Etude des températures:

La température est un facteur important qui détermine le climat en interaction avec les autres facteurs météorologiques. Elle permet avec les précipitations le calcul du déficit d'écoulement et des indices climatiques.

Faute de données à la station de Zahra, nous avons utilisé les températures annuelles et mensuelles de la station de Beni Bahdel sur la période (1990/1991-2012/2013).

1.2.1-Températures moyennes annuelles :

Les valeurs annuelles des températures à la station de Beni Bahdel sur la période (1990/1991-2012/2013).

Tab5: Températures moyennes annuelles à la station Beni Bahdel.

Années	T (°C)	Années	T (°C)	Années	T (°C)
90/91	18.19	98/99	17.80	06/07	17.7
91/92	16.65	99/00	18.19	07/08	18.16
92/93	16.60	00/01	18.45	08/09	17.75
93/94	16.94	01/02	18.12	09/10	17.9
94/95	17.20	02/03	18.52	10/11	18.07
95/96	17.25	03/04	17.96	11/12	17.15
96/97	17.30	04/05	17.94	12/13	16.68
97/98	17.75	05/06	18.19	moy	17.67

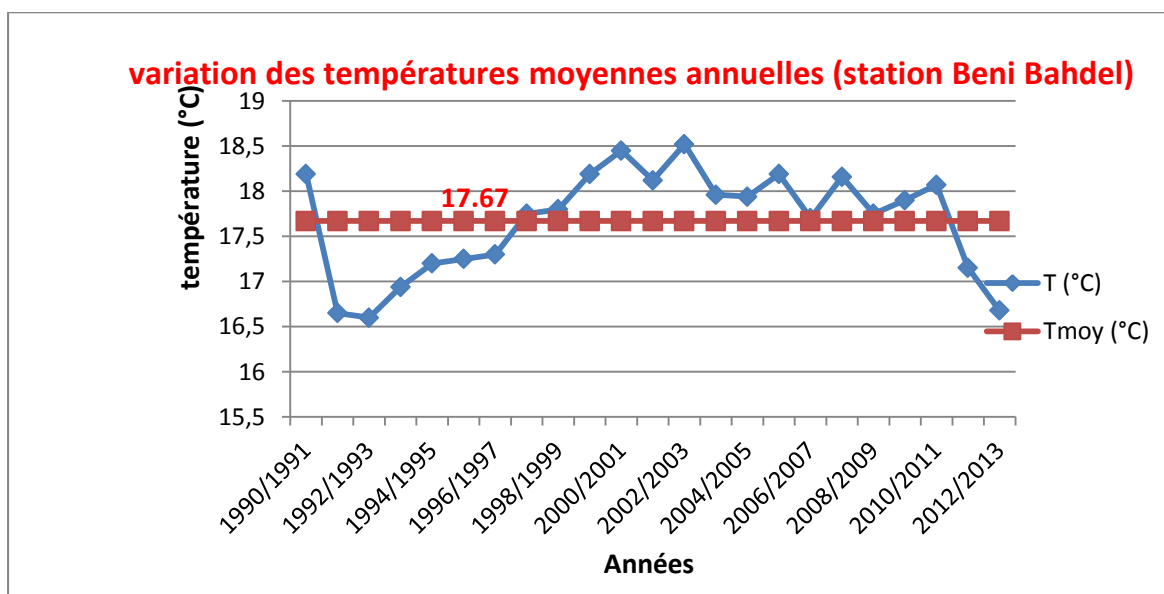


Fig4 : variation des précipitations moyennes annuelles à la station de Zahra durant la période 1990-91 à 2012-13.

On tire du graphe des températures moyennes annuelles à la station Beni Bahdel :

- ⇒ La moyenne interannuelle des températures est de **17.6°C**.
- ⇒ Il existe une faible variation de la température durant la période (1990/1991-2012-2013).

1.2.2-Températures moyennes mensuelles :

Tab6 : Températures moyennes mensuelles, maximales et minimales à la station de Beni Bahdel.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JT	A
T (°C)	23.37	18.37	11.79	10.45	9.57	11.66	12.93	19.23	20.05	23.9	26.48	27.82
Tmax(°C)	25.7	21.4	16.5	12.7	14.4	12.6	16	18	21.9	26.9	30	30.1
Tmin(°C)	20.6	18.1	11.1	8.5	7.4	6.3	10.4	12.5	16.3	18.5	24.4	25.5

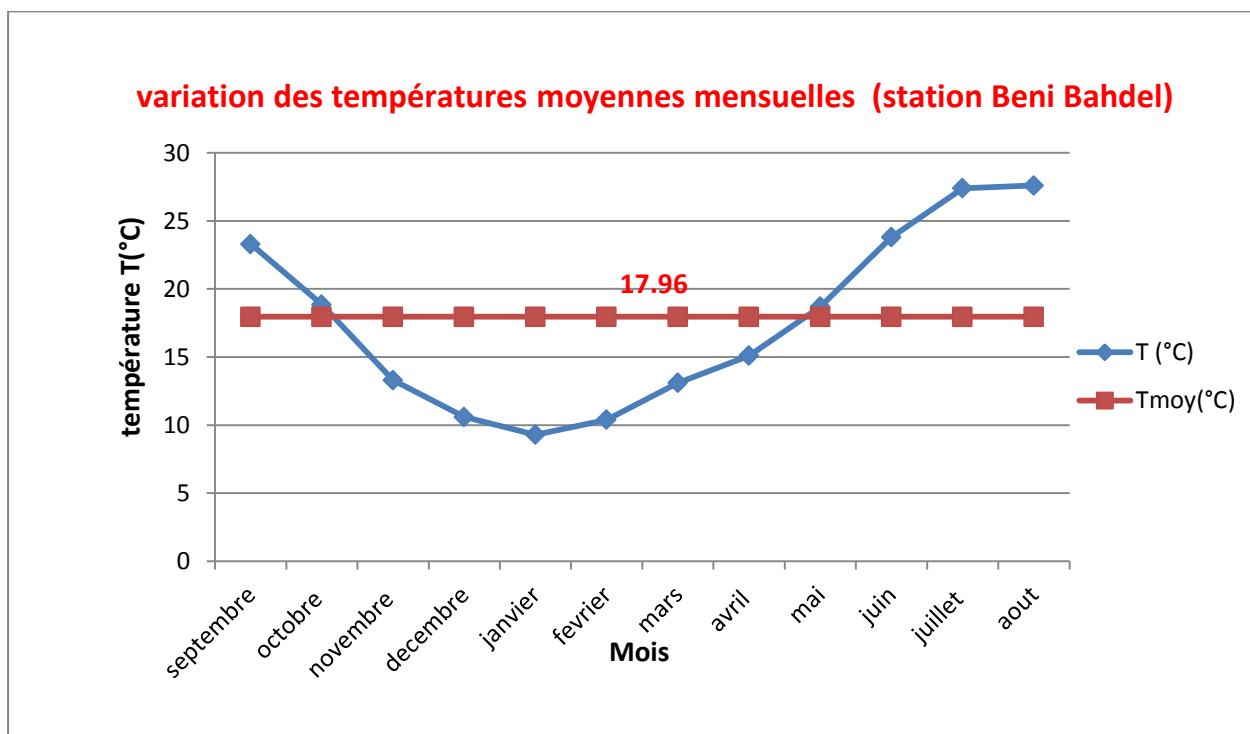


Fig5 : Variations des températures moyennes mensuelles à la station de Beni Bahdel durant la période 1990-91 à 2012-13.

On tire du graphe des températures moyennes mensuelles à la station Beni Bahdel :

- ⇒ Le mois d’août est le mois le plus chaud avec environ **27.82°C**.
- ⇒ Le mois de janvier est le mois le plus froid avec environ **9.57°C**.

1.3-Evapotranspiration potentielle :

C'est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. La valeur de l'évapotranspiration potentielle est fonction de l'énergie disponible. (Margat, 1997).

Elle est estimée par une mesure par un évaporomètre ou déduite par des formules empiriques telles que celles de Penman, 1968, Morton, 1983.

1.3.1-Estimation de l'évapotranspiration :

Plusieurs formules permettent d'évaluer l'ETP à partir de différentes mesures climatologiques. Dans notre cas, nous avons utilisé les formules de Turc et Thornothwaite.

□ Formule de Turc

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante:

$$ETP = 0.4(Ig + 50)K \frac{T}{T + 15}$$

Avec:

Etp : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm d'eau) ;

T : Température moyenne mensuelle de l'air (°C) ;

Ig : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (calorie/cm²/jour) ;

K : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats);

Si non
$$K = 1 + \frac{50-hr}{70}$$

Si la radiation globale Ig n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation h par la formule :

$$Ig = IgA(0.18 + 0.62 \frac{h}{H})$$

Avec:

IgA : Radiation globale théorique (calorie/cm²/jour);

H : Durée théorique des jours du mois.

Pour le calcul de l'ETP par la méthode de Turc on a utilisé le programme élaboré par (L Benadda,2000).

Tab7: Valeur l'ETP par la méthode de Turc à la station Beni Bahdel.

Année	ETP(mm)
1990-1991	975.41
1991-1992	952.87
1992-1993	940.72
1993-1994	939.00
1994-1995	967.07
1995-1996	973.07
1996-1997	966.65
1997-1998	979.94
1998-1999	971.74
1999-2000	985.93
2000-2001	990.67
2001-2002	1002.58
2002-2003	990.73
2003-2004	994.88
2004-2005	982.10
2005-2006	972.49
2006-2007	970.40
2007-2008	974.44
2008-2009	968.44
2009-2010	976.40
2010-2011	971.46
2011-2012	973.38
2012-2013	972.40

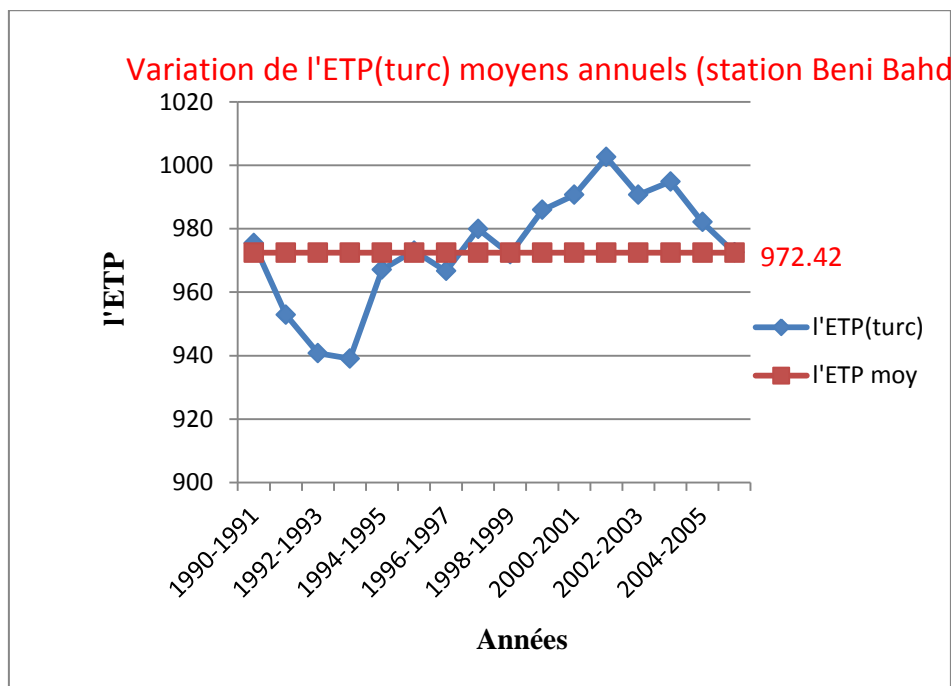


Fig6 : variation de l'ETP(turc) moyens annuels à la station Beni Bahdel durant la période 1990-91 à 2012-13.

□ Formule de Thornthwaite

Thornthwaite, en 1948 est le premier à introduire le concept d'évapotranspiration potentielle, il a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air:

$$ETP = 1.6 \left(\frac{10T}{I} \right)^a \times K$$

Et $I = \sum_1^{12} i$ avec $i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$ Avec :

T : Température moyenne mensuelle du mois considéré (C°) ;

ETP: Evapotranspiration potentielle du mois considéré (mm) ;

K : Coefficient d'ajustement mensuel en fonction de la latitude et de la durée du jour.

Tab8: Valeurs de l'ETP par la méthode de Thornthwaite à la station de Beni Bahdel.

Année	ETP(mm)
1990-1991	912.03
1991-1992	904.38
1992-1993	850.26
1993-1994	853.28
1994-1995	923.6
1995-1996	887.49
1996-1997	868.76
1997-1998	879.04
1998-1999	903.41
1999-2000	942.96
2000-2001	936.84
2001-2002	956.75
2002-2003	909.27
2003-2004	965.76
2004-2005	929.8
2005-2006	940.76
2006-2007	920.20
2007-2008	900.34
2008-2009	915.30
2009-2010	925.24
2010-2011	912.22
2011-2012	908.32
2012-2013	910.25

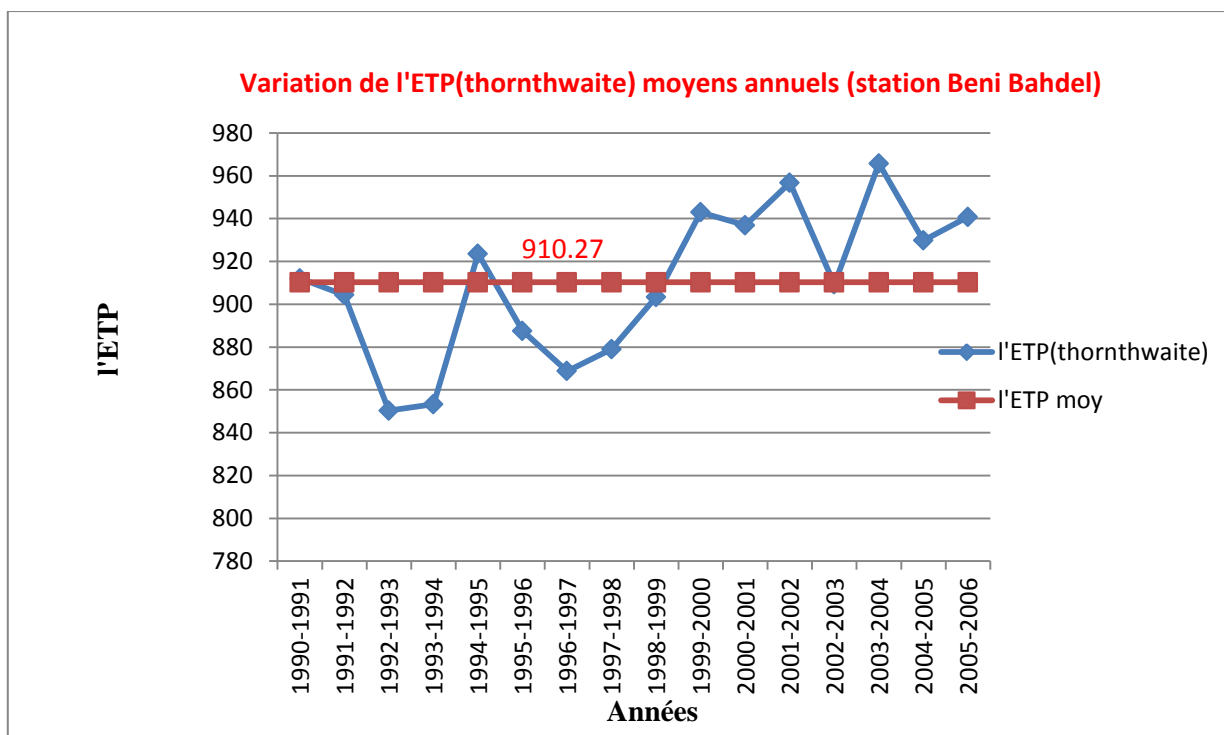


Fig7 : variation de l'ETP(Thornthwaite) moyens annuels à la station de Beni Bahdel.

1.4-Etude du climat :

Pour l'étude du climat, nous disposons de différentes méthodes:

- Les premières, nous permettent de visualiser l'étendue des périodes sèches et humides.
- Les secondes sont basées sur les calculs d'indices permettant à partir des précipitations et températures de caractériser le climat dominant la région.

A-Les méthodes graphiques: (courbe pluvio-thermique de Bagnouls et Gaussen) :

Pour Gaussen et Bagnouls, un mois sec est celui où, le total moyen des précipitations exprimées en mm est inférieur ou égal au double de la température moyenne exprimée en degrés Celsius ($P < 2T$).

- La courbe des températures passe au-dessus de celles des précipitations pendant les mois secs alors que pour les mois humides, la courbe des précipitations passe au-dessus de la courbe des températures.

Les valeurs des précipitations et températures mensuelles sont reportées dans le tableau 14,

Tab9 : Valeurs des précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de ZAHRA (1990/1991-2012/2013).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	Année
P (mm)	26.2	39.5	45.5	44.5	63.	49.6	61.0	52.4	37.4	6.22	4.31	5.35	404.4
T(°C)	23,3	18,8	13,3	10,6	9,3	10,4	13,1	15,1	18,7	23,8	27,4	27,8	17.6

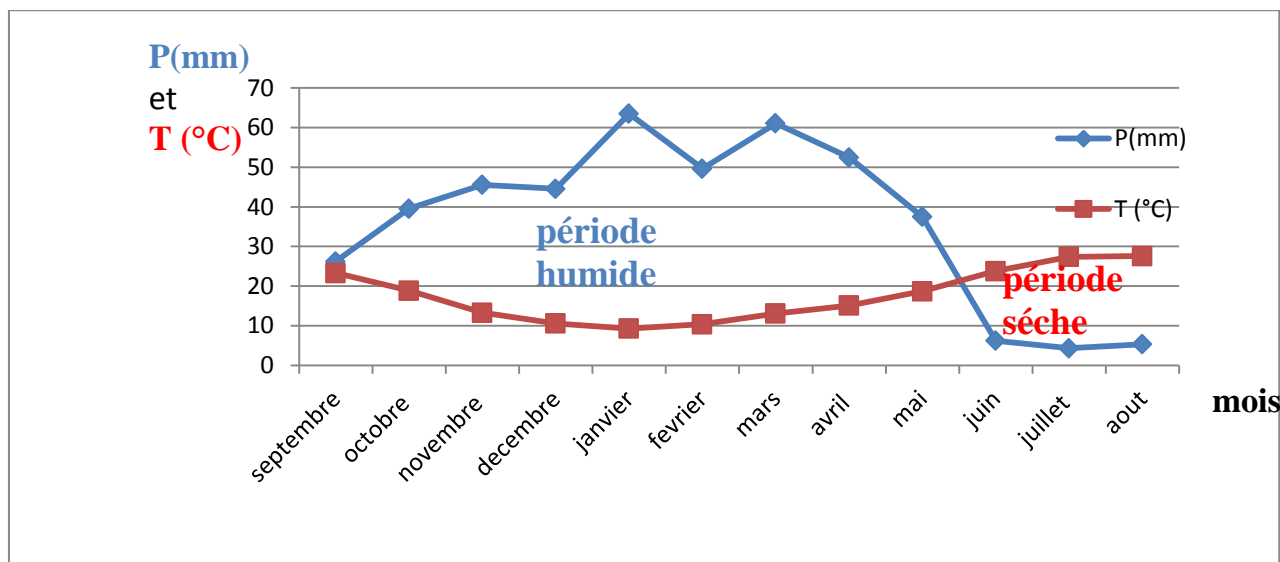


Fig8 : diagramme pluviothermique à la station de ZAHRA.

B- Indices climatiques :

L'utilisation des indices climatique définis par les différents auteurs est très intéressante, car elle permet de mieux visualiser le type de climat d'une région.

B.1- Indice d'Aridité de Martonne :

De Martonne a imaginé en 1923 un indice d'aridité dont les variations correspondaient aux changements des conditions d'écoulement de l'eau.

B.1.1 Indice d'aridité annuel :

En 1923, De Martonne a défini l'indice d'Aridité comme ceci :

$$I = P / (T + 10)$$

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : Températures moyennes annuelles (°C).

Tab10: Indice d'aridité annuel de De Martonne à la station de Khemis.

P (mm)	426.17
T (°C)	17.6
I	14.65

De Martonne propose la classification suivante :

- $20 < I$: Climat humide
- $10 < I < 20$: Climat semi-aride
- $5 < I < 10$: Climat désertique
- $I < 5$: climat hyper-aride

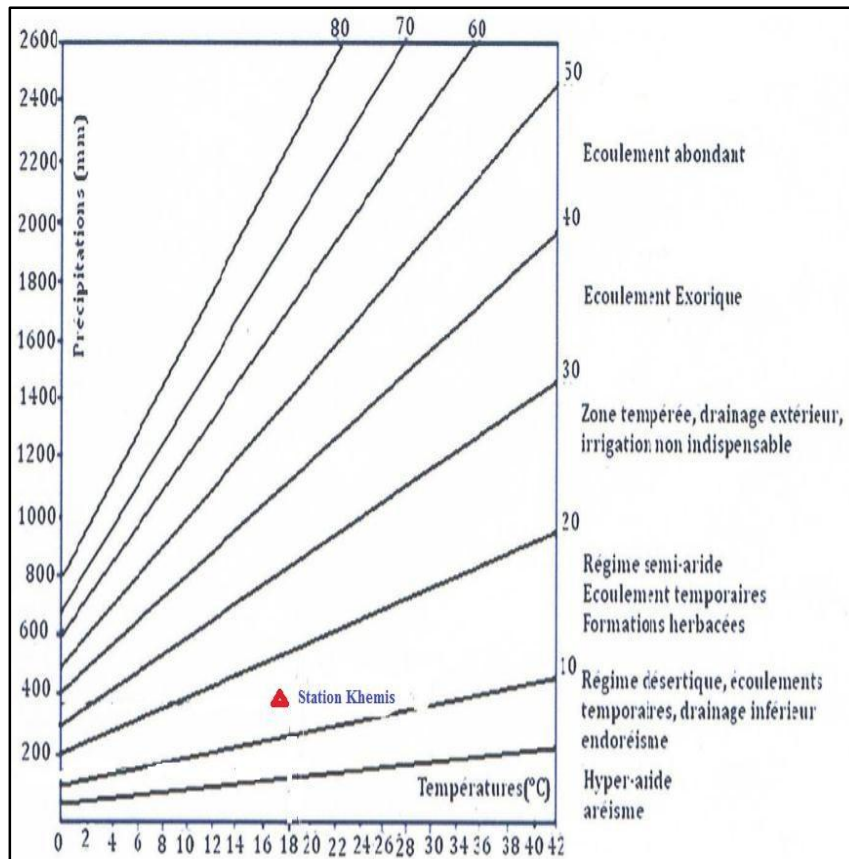


Fig9 : Abaque de DeMartonne.

1.1.2 Indiced'aridité mensuel :

Utilisé par les élèves de DeMartonne dans le but de préciser les conditions de la semi-aridité. Cet indice est donné par la relation suivante :

$$I=12p/(T+10)$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : températures moyennes annuelles (°C).

Les résultats sont représentés dans le tableau 11 :

Tab11 : valeurs des indices d'aridité mensuels de DeMartonne à la station de ZAHRA.

MOIS	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	26.21	39.54	45.57	44.56	63.47	49.65	61.07	52.47	37.47	6.22	4.31	5.35
T(°C)	23,3	18,8	13,3	10,6	9,3	10,4	13,1	15,1	18,7	23,8	27,4	27,8
I	6.09	12.04	20.75	21.9	36.68	29.53	30.28	20.84	14.09	3.9	1.57	1.75

- Les mois de Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars et avril commettant des mois humides.
- Les mois Mai, et Octobre comme climat semi-aride.
- Celui de Septembre comme désertique.
- Et enfin les mois de Juin, Juillet et Août comme hyperaride.

B.2-Indicede Moral(1964) :

L'indice pluviométrique annuel est donné par :

$$I = \frac{P}{T^2 - 10T + 200}$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : températures moyennes annuelles (°C).

Tab12 : indice de moralà la station ZAHRA.

P (mm)	404.4
T (°C)	17.6
I	1.21

Moral a proposé un indice mensuel donné par la formule suivante :

$$Im = \frac{P}{0.1t^2 - t + 20}$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

T : températures moyennes annuelles (°C).

Tab13 : valeurs des indices d'aridité mensuels deDe Martonne à la station deZAHRA

MOIS	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	26.21	39.54	45.57	44.56	63.47	49.65	61.07	52.47	37.47	6.22	4.31	5.35
T(°C)	23,3	18,8	13,3	10,6	9,3	10,4	13,1	15,1	18,7	23,8	27,4	27,8
Im	0,33	0,79	1,65	1,82	3,05	2,46	2,42	1,57	0,93	0,21	0,07	0,09

Les quatre types de mois de l'indice de Moral:

-mois pluvieux: $p > 0,1T^2 - T + 30$

-mois humide : $0,1T^2 - T + 30 > p > 0,1T^2 - T + 20$

-mois sec: $0,1T^2 - T + 20 > p > 0,05T^2 - T + 10$

-mois aride: $p < 0,05T^2 - T + 10$

Tab14: Type de climat selon Moral.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
$0.1t^2_m + t_m + 30$	60,98	46,5	34,4	30,6	29,3	30,4	34,1	37,7	46,	62,8	77,7	79,5
$0.1t^2_m + t_m + 20$	50,98	36,5	24,4	20,6	19,3	20,4	24,1	27,7	36,	52,8	67,7	69,5
$0.05t^2_m - t_m + 10$	13,8	8,9	5,5	5,01	5,02	5,01	5,5	6,3	8,8	14,5	20,1	20,8
Type	Sec	Sec	Pluvieux	Pluvieux	Pluvieux	Pluvieux	Pluvieux	Pluvieux	Sec	Aride	Aride	Aride

Nous pouvons remarquer que selon l'indice de Moral, la station de Khemis est caractérisée par 6 mois pluvieux, 3 mois Secs et 3 mois aride.

B.3-Climagramme d'Emberger :

La méthode basée sur les limites des aires occupées par les différentes associations végétales, consiste à reporter sur un climagramme établie par L'Emberger, en ordonnée la valeur de Q_2 et en abscisse la moyenne des minimas du mois le plus froid en °C.

$$Q_2 = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

P: Précipitations moyennes annuelles (mm) ;

M : moyenne des maxima de la température en (°K) du mois le plus chaud ;

m : moyenne des minima de la température en (°K) du mois le plus froid ;

Q₂: quotient pluviométrique d'Emberger.

$$M = 41.2 + 273 = 314.2^\circ\text{K}$$

$$m = 1.2 + 273 = 274.2^\circ\text{K}$$

Tab15:Indices d'Emberger de la station de Khemis.

P (mm)	404.4
M(°K)	314.2
m(°K)	274.2
Q ₂	33.12

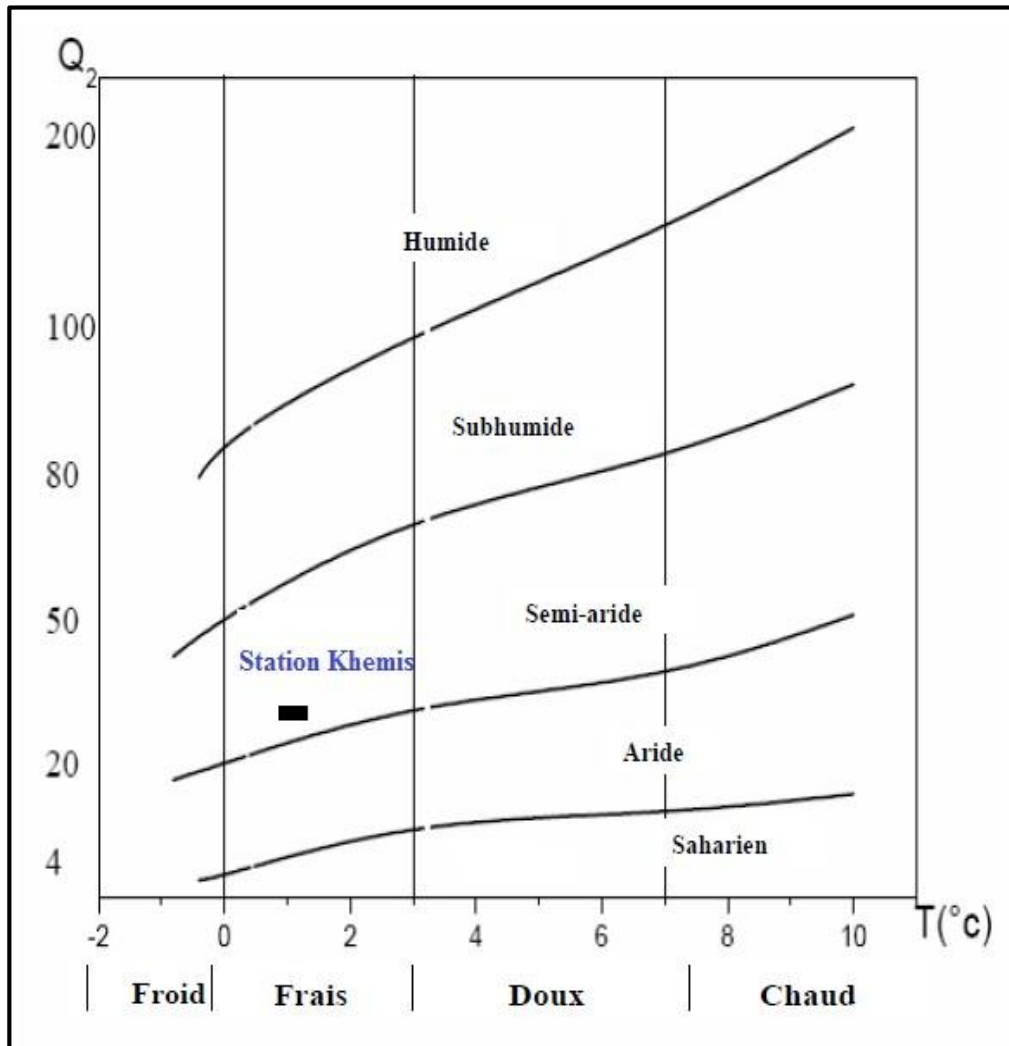


Fig10 : climagramme d'Emberge.

En reportant cette valeur sur le climagramme d'Emberger qui comporte en ordonnées les valeurs de Q₂ et en abscisses la moyenne des minima du mois le plus froid (°C). Nous constatons que la région présente un climat semi-aride avec un hiver frais.

B.4-IndicedeStewart

Cet indice est donné par la relation suivante:

$$Q_2 = 3.43P/M - m$$

P: précipitations moyennes annuelles (mm) ;

M : moyenne des maxima de température du mois le plus chaud en (°C) ;

m : moyenne des minima de température de mois le plus froid en (°C).

- $10 < Q_2 < 50$: Climat semi-aride
- $12 < Q_2 < 10$: Climat désertique
- $Q_2 < 2$: climat instauré

Tab16: indice de Stewart de la station ZAHRA.

P(mm)	389.8
M(°K)	314.2
m(°K)	274.2
Q_2	33.42

L'indice de Stewart(Q_2) est compris entre 10 et 50, donc cette valeur caractérise un climat semi-aride.

B.5- Indice de continentalité de Kerner :

Cet indice permet de préciser l'influence de la mesure les conditions locales, Kerner a donné la relation suivante :

T₀: température moyenne du mois d'octobre ;

T_A: température moyenne du mois d'avril ;

A : amplitude entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid.

Tab17 : Indice de Kerner de la station ZAHRA.

T_o	18.8
T_A	15.1
A	18.5
I_K	20

Comparant la valeur obtenue ($I_K = 20$) avec les résultats de la station côtière de Béni- Saf ($I_K = 34,7$) et celle très continentale de Ghardaïa ($I_K = 1,3$), Nous constatons que notre région subie des influences maritimes (climat méditerranéen).

-Conclusion

Cette étude nous amène à conclure que le climat de la zone d'étude est caractérisé par:

- ❖ Des précipitations moyennes annuelles égales à 404.6 mm, à la station de ZAHRA (1990/1991-2012/2013).
- ❖ Une moyenne annuelle de température égale à 17.67 °C avec Janvier le mois le plus froid et Août le plus chaud.
- ❖ A l'échelle saisonnière, l'étude des précipitations montre que l'Hiver est la saison la plus humide et l'Eté est la plus sèche.
- ❖ Les indices climatiques permettent de préciser qu'il s'agit d'un climat semi-aride à hiver frais.

Chapitre V

Etude Hydrologique

1- Etude des débits :

1.1- Débit moyens annuel :

L'écoulement moyen annuel est une notion fondamentale en hydrologie. Toute fois le régime d'écoulement du cours d'eau principal correspondant a une période donné influence la variation des apport liquide saisonniers et annuels.

Les cours d'eau de l'Algérie du nord appartenant a une région semi aride ou aride de l'Afrique du nord semblent être caractérisés par un régime hydrologique très irrégulier.

1.1.1- L'irrégularité interannuelle des modules :

L'irrégularité inter annuelle de l'écoulement peut être mesurée par les variations de l'hydraulicité c'est-à-dire le rapport du débit d'une année particulière au débit moyen.

Les valeurs annuelles des débits à la station de Zahra sur la période (1990/1991-2012/2013).

Tab1:Débitannuels à la station hydrologique de Zahra (1990/1991-2012/2013).

Années	Débit(m ³ /s)	Q/Qmoy
1990-1991	1.136	2.3
1991-1992	0.785	1.59
1992-1993	0.273	0.55
1993-1994	0.384	0.77
1994-1995	0.731	1.48
1995-1996	0.702	1.42
1996-1997	0.076	0.15
1997-1998	0.111	0.22
1998-1999	0.438	0.88
1999-2000	0.071	0.14
2000-2001	0.360	0.73
2001-2002	0.372	0.75
2002-2003	0.699	1.41
2003-2004	0.401	0.81
2004-2005	0.091	0.18
2005-2006	0.106	0.21
2006-2007	0.177	0.35
2007-2008	0.064	0.12
2008-2009	1.890	3.83
2009-2010	0.271	0.54
2010-2011	0.135	0.27
2011-2012	0.147	0.29
2012-2013	1.931	3.91
moy	0.493	1.00

Le tableau 1 montre que les années d'hydraulicité faible ($Q_i/Q_{moy} < 1$) correspondent à des périodes de déficit d'hydraulicité ou le débit reste inférieur à la moyenne interannuelle ($0.493 \text{ m}^3/\text{s}$) sont les prépondérantes. Durant la période d'étude (1990-1991 à 2012/2013) 70% des années hydrologiques étaient déficitaires.

Les années d'hydraulicité forte ($Q_i/Q_{moy} > 1$) témoignent d'excédents pluviométriques assez importants. Les années les plus marquantes étaient 2008/2009 et 2012/2013 avec $Q_i/Q_{moy} > 3$.

Le tableau 2 donne des valeurs d'un coefficient d'immodération assez important et d'un coefficient de variation considéré comme élevé, cela justifie une irrégularité accentuée des débits inter annuels.

Tab2 : valeurs caractéristiques des débits au niveau du bassin versant.

Station	$Q_{moy}(\text{m}^3/\text{s})$	$Q_{max}(\text{m}^3/\text{s})$	$Q_{min}(\text{m}^3/\text{s})$	Nombre d'années > moyenne	$R=Q_{max}/Q_{min}$	CV
ZAHRA	0.493	1.931	0.064	7	30.17	0.51

La figure 1 représente la courbe de variation inter annuelle des modules dans le bassin d'étude. Une forte fluctuation des débits est observée d'une année à une autre.

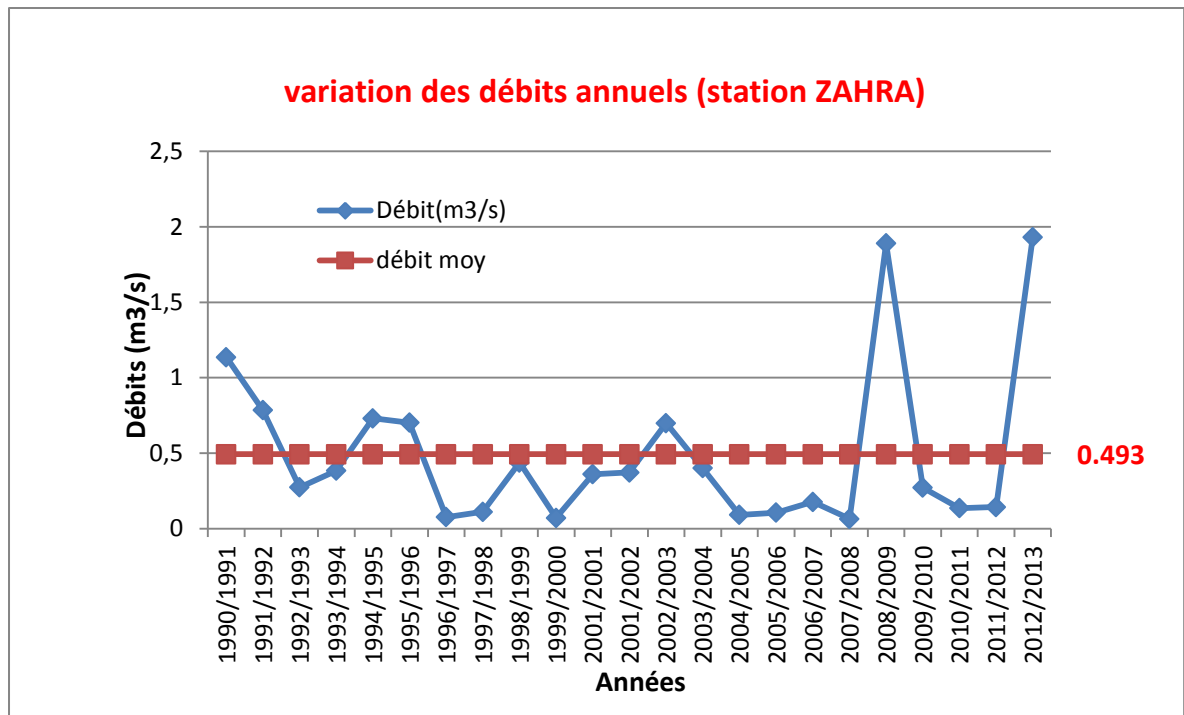


Fig1 : variation des débits annuels à la station hydrologique de Zahra.

1.2- Débit moyens mensuels :

L'analyse des débits moyens mensuels permet de mettre en évidence les régimes des cours d'eau et leur variation inter annuelles ou inter saisonnières. L'interprétation de ces régimes peut être établie par divers critères statistiques comme indiqué dans le tableau 3. Parmi lesquels on retiendra, principalement le coefficient mensuel de débit (C.M.D) qui est défini comme le rapport du débit moyen mensuel au module inter annuel de la période considéré.

Tab3: Débits moyens mensuels à la station de Zahra (1990/1991-2012/2013).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JT	A	Moy
Débit(m ³ /s)	0.081	0.163	0.442	0.573	0.865	1.878	0.579	0.363	0.119	0.044	0.035	0.305	0.493
C.D.M	0.16	0.33	0.89	0.60	1.75	3.80	1.17	0.73	0.24	0.08	0.07	0.618	0.86

- ⇒ La moyenne des débits moyens mensuels de la période (1990-2013) est de 0.493 m³/s.
- ⇒ Le maximum des débits moyens mensuels est enregistré en février avec 1.878 m³/s.
- ⇒ Le minimum des débits moyens mensuels est enregistré en juillet avec 0.035 m³/s.

Les bassins du sud de la méditerranée sont caractérisés par une alimentation pluviale. Le régime moyen de leur cours d'eau comporte généralement des hautes eaux (avec un CDM >1) de saison froide, de janvier à mai et des basses eaux (avec un CDM <1) de saison chaude, de juin à septembre.

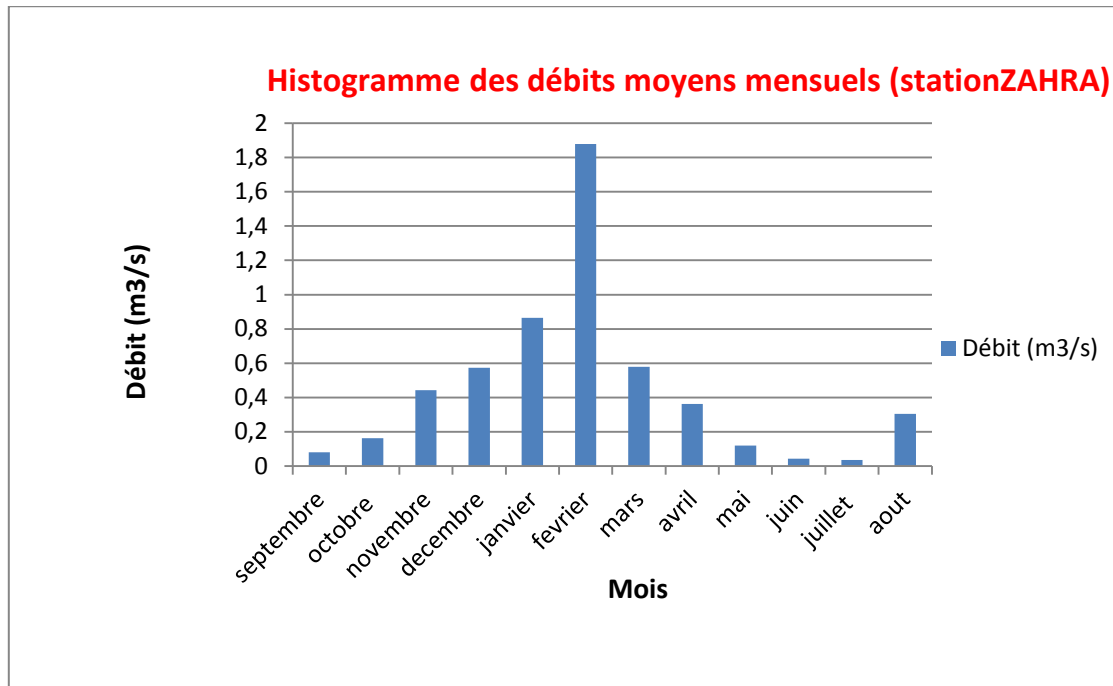


Fig2 : histogramme des débits moyens mensuels à la station ZAHRA.

Pour notre bassin d'étude la période de hautes eaux commence déjà au début de l'année hydrologique, au mois de d'octobre ou le débit moyen atteint 0.163 m³/s. suivi du mois de novembre avec 0.442 m³/s. en effet les pluies qui surviennent en début de l'année climatique sous forme d'averses intenses.

En hiver les précipitations soient beaucoup plus influentes dans cette saison, mais les débits moyens mensuels restent inférieurs cela dépend de l'état de saturation du sol.

La moyenne mensuelle maximale se situe au mois de février avec un débit de 1.878 m³/s.

Le printemps connu pour être la période de forte hydraulité suite à la contribution d'une grande quantité de pluie tombée d'une part et de l'apport considérable de nombreuses sources d'autre part.

La période de basse eau se ne commence qu'au mois de mai. La moyenne mensuelle minimale est situe en juillet avec $0.07 \text{ m}^3/\text{s}$.

2-Etudedeslamesd'eau écoulées

Pourcetteétude,nousavonspris en considération les valeurs annuelles et mensuelles des lames d'eau écoulées de la station de ZAHRA, d'où la lame d'eau écoulée est calculée de puis le débit, et le débit d'après les résultats de l'ANRH.

2.1-Lamed'eau écouléemoyens annuels :

Tab4 : lames d'eau écoulées moyennes annuelles à la station ZAHRA.

Années	Lame d'eau (mm)	P (mm)
1990/1991	101.51	327.8
1991/1992	70.19	487.8
1992/1993	24.28	353.6
1993/1994	34.47	320.7
1994/1995	71.06	387.7
1995/1996	69.62	460.1
1996/1997	12.38	315.5
1997/1998	14.99	327.4
1998/1999	44.13	111.3
1999/2000	11.32	130
2000/2001	37.35	476.3
2001/2002	39.04	451.3
2002/2003	62.67	454.7
2003/2004	37,8	424.6
2004/2005	8.1	259.2
2005/2006	9.37	442
2006/2007	15,87	422.2
2007/2008	5.57	225.1
2008/2009	168.17	919.9
2009/2010	24.06	525
2010/2011	10.36	393.3
Moy	38.65	365.66

- ⇒ La moyenne de lames d'eau écoulées annuelles de la période (1990-2011) à la station ZAHRA est de 38.65mm.
- ⇒ Le maximum de lames d'eau écoulées annuelles est enregistré en 2008/2009 avec 168.17 mm.
- ⇒ Le minimum de lames d'eau écoulées annuelles est enregistré en 2007/2008 avec 5.57 mm.

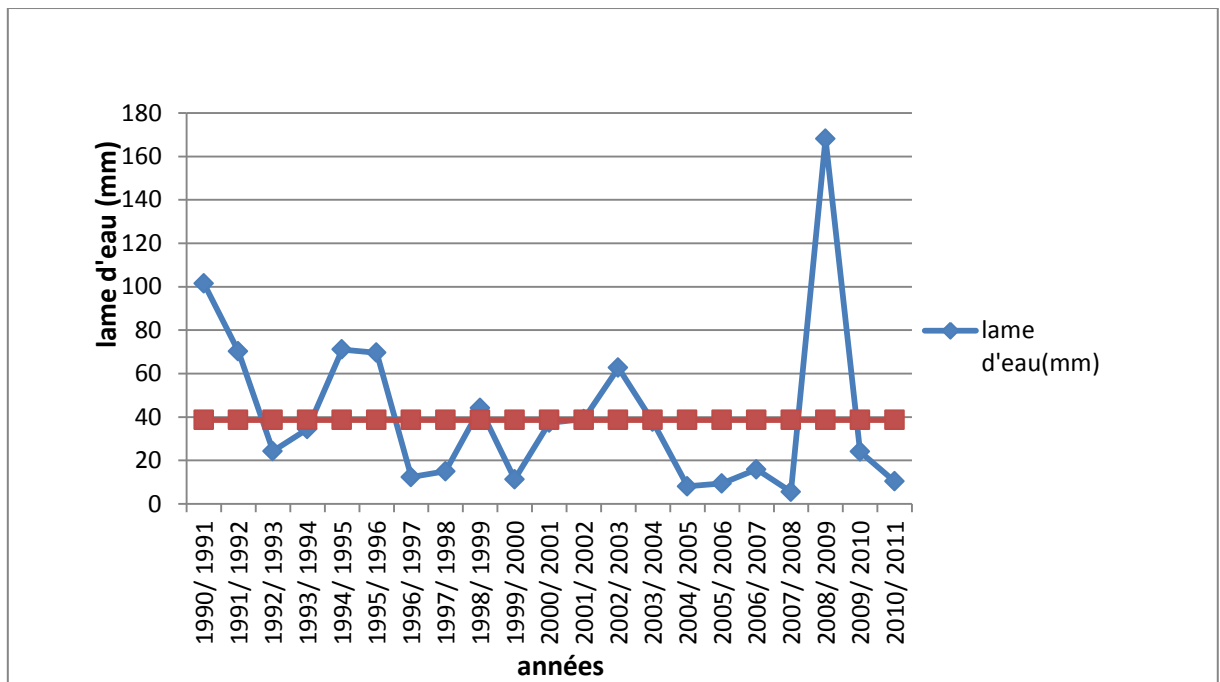


Fig3 : variation des lames d'eau écoulées moyennes annuelles à la station ZAHRA.

2.1.1-Bilan moyens annuels de l'écoulement :

Le phénomène continu du cycle de l'eau se schématise en trois phases :

- Les précipitations.
- Le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain.
- L'évaporation.

Devant la difficulté de quantifier les variables qui caractérisent les processus hydrologiques, et si le bassin est considéré comme relativement imperméable, on se limite à donner une équation hydrologique simplifiée de la forme :

$$D = P - E$$

Avec :

D : déficit moyen annuel de l'écoulement (D) en mm ;

P : hauteur d'eau précipitée dans le bassin en mm ;

E : lame d'eau écoulée équivalente en mm ;

Le déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation on introduit un autre coefficient représenté par le rapport (E/P) appelé coefficient moyen annuel de l'écoulement C.

Tab5 : bilan moyen annuel de l'écoulement.

Station	Période	P (mm)	E (mm)	D (mm)	C%
ZAHRA	1990-2011	365.66	38.65	327.01	10.5%

En remarque que 327.01mm des eaux précipitées ne soutiennent pas l'écoulement. La valeur du coefficient moyen annuel de l'écoulement C met évidence que seul 10.5% de lame d'eau précipitée s'écoule dans l'oued.

Ceci justifie davantage la perméabilité du sol, cette particularité est appuyée par le climat semi aride régnant sur cette région.

2.2-Lame d'eau écouléemoyennemensuelle :

Tab6 : lames d'eau écoulées moyennes mensuelles à la station ZAHRA.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JT	A
Lamed'eau(mm)	1.08	1.62	2.74	3.98	6.36	7.48	11.86	4.22	2.78	1.42	0.83	0.72
P(mm)	26.2	39.5	45.5	44.5	63.4	49.6	61.07	52.4	37.4	6.22	4.31	5.35

- ⇒ La moyenne de lames d'eau écoulées mensuelles de la période (1990-2011) à la station ZAHRA est de 45.09 mm.
- ⇒ Le maximum de lames d'eau écoulées annuelles est enregistré en mois de mars avec 11.86mm.
- ⇒ Le minimum de lames d'eau écoulées annuelles est enregistré en mois d'aout avec 0.72 mm.

En analysant la variation de la lame d'eau précipitée par rapport à la lame d'eau écoulée, il ressort que les débits ne suivent pas exactement les hauteurs mensuelles pluviométriques.

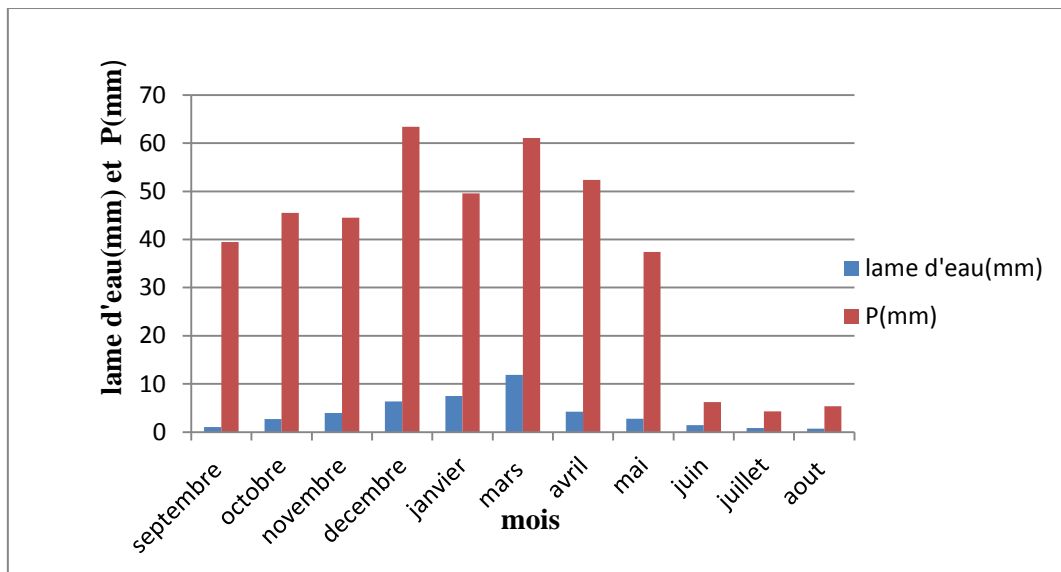


Fig4 : histogramme des variations mensuelles des lames d'eau écoulées et précipités.

En remarque une certaine divergence quant à la réponse hydrologique du bassin aux différents événements pluvieux.

La lame d'eau écoulée maximale (11.86mm) a été enregistrée au mois de Mars qui est le mois de plus pluvieux avec 61.07mm.

Le maximum en Mars s'explique par les dernières fortes pluies de l'hiver et l'apport de nombreuses sources qui voient leur débit tripler ou quadrupler (Bouanani, 2004).

L'eau précipitée dans ce bassin est infiltrée suite à l'existence d'un réseau de failles et de formations karstiques dans les dolomies jurassiques des monts de Tlemcen.

Conclusion :

L'analyse des débits moyens annuels a mis en évidence une irrégularité spatio-temporelle assez marquée de l'écoulement superficiel associée à un coefficient d'immodération très élevé de l'ordre de 30.17 et un coefficient de variation égale a 0.59.

Les variations inter annuelles du débit montrent que les années déficitaires à faible hydraulicité sont les plus prépondérantes. L'importance du coefficient moyen annuel d'écoulement 10.5% au niveau du bassin serait du a sa taille plus réduite et a la karstification plus développée du système souterrain du bassin permettant un stockage plus rapide qui soutient l'écoulement superficiel.

Chapitre VI

Estimation du transport solide en suspension

1/Bilan annuel des apports :

Le flux annuel des matières solides en suspension exporté par l'oued est déterminé par la formule suivante:

$$As = \frac{(Q_{j+1} * C_{j+1}) + (Q_j * C_j)}{2} * (t_{j+1} - t_j)$$

Avec :

(C_j) et (C_{j+1}) : Sont les concentrations relevées aux instants t_j et $t_{(j+1)}$ correspondant respectivement aux débits liquide (Q_j) et (Q_{j+1}) .

La somme arithmétique de ces apports élémentaires pendant l'année représente, l'apport solide annuel.

De même, l'apport liquide (A_L) engendrant le flux solide est calculé comme suit:

$$Al = \frac{(Q_{j+1} * C_j)}{2} (t_{j+1} - t_j)$$

L'apport solide spécifique (Ass) est calculé par la formule:

$$Ass = (As)/s$$

Avec :

As: Apport solide annuel, (t) ;

A_L : Apport liquide annuel, mensuel ou saisonnier (m³) ;

Ass: Apport solide spécifique (t/km²/an) ;

S: Superficie du bassin versant (km²).

Tab1 : valeurs des apports liquides, solides et dégradations spécifiques au niveau du bassin de l'oued khemis.

Années	Al (m3)	As(t)	Ass(t/km ² /an)
1999/2000	1478731.07	119.6253	0.63
2000/2001	19485955.5	98278.8474	517.93
2001/2002	18817209.4	23781.1147	125.32
2002/2003	24549358.3	10302.2871	54.29
2003/2004	23097795	86804.268	457.46
2004/2005	5179901.14	435.36825	2.29
2005/2006	6157554.42	1065.77736	5.61
2006/2007	11941596.5	28911.8253	152.36
2007/2008	6925841.07	1738.80585	9.16
2008/2009	62966873.6	31897.0523	168.10
2009/2010	8439631.22	3840.62979	20.24
Moyennes	17185495.2	26106.8728	137.58

L'analyse de ces données, permet de déduire que :

- En moyenne annuelle, l'Oued khemis produit une charge solide de l'ordre de **26106.87**tonne transportées en suspension par **17.19** millions de m3.
- les valeurs des dégradations spécifiques est en moyenne de **137.58** t/km²/a.

Tab2 : dégradation spécifique dans quelques bassins magrébins.

Bassins	S (km^2)	Climat	A_{ss} ($t/km^2/an$)	Références
Tunisie	-	Semi-Aride	750-1500	(Probst & Amiotte-Suchet, 1992)
Bassins Marocains				
- Ibn Batouta	178	S-A	4719	(Plan National d'Aménagement des Bassins Versants, 2000)
- Nakhla	107		4206	
- Al Massira	28500		132	
Bassins de l'Algérie Orientale				
- Oued Leham	648	S-A	104	(Bourouba, 1998)
- Oued Logmane	333.75		1064	
Tafna (Nord-Ouest Algérien)				
- Oued Seb dou	255.5	S-A	938	(Bouanani <i>et al.</i> , 1999)
- Oued Isser	1140		364	
- Oued Sikkak	463		180	
Oued Mina (Nord- Ouest Algérien)				
- Oued Haddad	470	S-A	212	(Achite & Meddi, 2005)
- Oued Taht	772		191	
Oued Mouilah (Tafna)	2650	S-A	165	(Ghenim <i>et al.</i> , 2007b)
Oued Isser à Lakh daria (près de l'Algérois)	4149	S-A	1064	(Bourouba, 1997)
Oued Mazafran (près de l'Algérois)	427.5	S-A	104	
Oued Abd (Nord-Ouest Algérien)	2480	S-A	136	(Achite & Ouillon, 2007)
Oued Agrioun (Algérie Orientale)	932.26	S-A	7200	(Probst & Amiotte-Suchet, 1992)

2/Variabilité interannuelle des apports solides et liquides :

Les variations interannuelles révèlent que les apports solides et liquides subissent une forte irrégularité, cela se traduit par les valeurs assez élevées des coefficients de variation enregistrés durant la période d'observation. Ces grandes fluctuations sont la conséquence d'une irrégularité du régime annuel d'écoulement, lié principalement à l'influence des précipitations par leurs valeurs extrêmes très dispersées et leurs intensités très variables.

Tab3 : les apports solides et liquides moyens annuels.

Années	Al(Hm3)	As(Mt)
1999/2000	1,47873107	0,000119625
2000/2001	19,4859555	0,098278847
2001/2002	18,8172094	0,023781115
2002/2003	24,5493583	0,010302287
2003/2004	23,097795	0,086804268
2004/2005	5,17990114	0,000435368
2005/2006	6,15755442	0,001065777
2006/2007	11,9415965	0,028911825
2007/2008	6,92584107	0,001738806
2008/2009	62,9668736	0,031897052
2009/2010	8,43963122	0,00384063

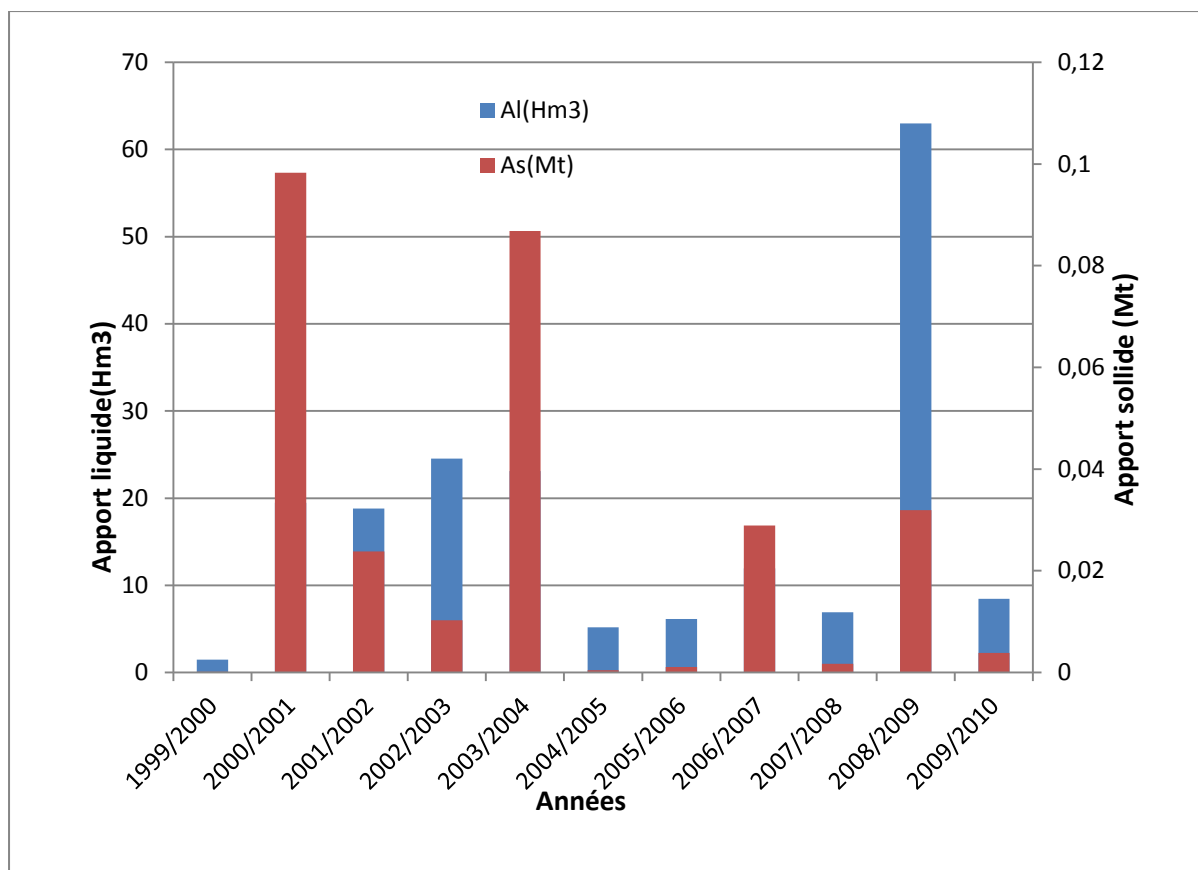


Fig1 : Apports liquides et solides annuels de l'oued khemis.

D'après le graphe ci-dessus :

→ L'année (2000/2001) a été celle qui a charrié le plus grand apport solide de toute la série d'étude.

→ La dégradation spécifique pendant cette année est de 517.93 t/km²/an,.

La variation annuelle des apports solides et liquides dans le bassin d'étude semble être très marquée dans le temps et dans l'espace. Ceci a été le cas pour d'autres bassins de la même région. En l'occurrence on cite dans le grand bassin de Tafna, les sous-bassins des oueds Mouilah et Sebdu (Megnounif, 2007), les oueds Isser, Sikkak, Mouilah et Sebdu (Bouanani, 2004); les oueds Sebdu, Haute Tafna, Meffrouch et Mouilah (Ghenim, 2008) .

3/Variabilité interannuelle des apports liquides et solides en fonction des précipitations :

3.1 : Variabilité interannuelle des apports liquides en fonction des précipitations :

Tab4 : les apports liquides moyens annuels et précipitations moyennes annuelles.

Années	Al(Hm3)	P (mm)
1999-2000	1.47873107	130
2000-2001	19.4859555	476.3
2001-2002	18.8172094	451.3
2002-2003	24.5493583	454.7
2003-2004	23.097795	424.6
2004-2005	5.17990114	259.2
2005-2006	6.15755442	442
2006-2007	11.9415965	422.2
2007-2008	6.92584107	225.1
2008-2009	62.9668736	919.9
2009-2010	8.43963122	525

D'après le tableau ci-dessus :

- ⇒ le maximum des apports liquides annuels et précipitations moyennes annuelles sont enregistrés en 2008-2009.
- ⇒ le minimum des apports liquides annuels et précipitations moyennes annuelles sont enregistrés en 1999-2000.

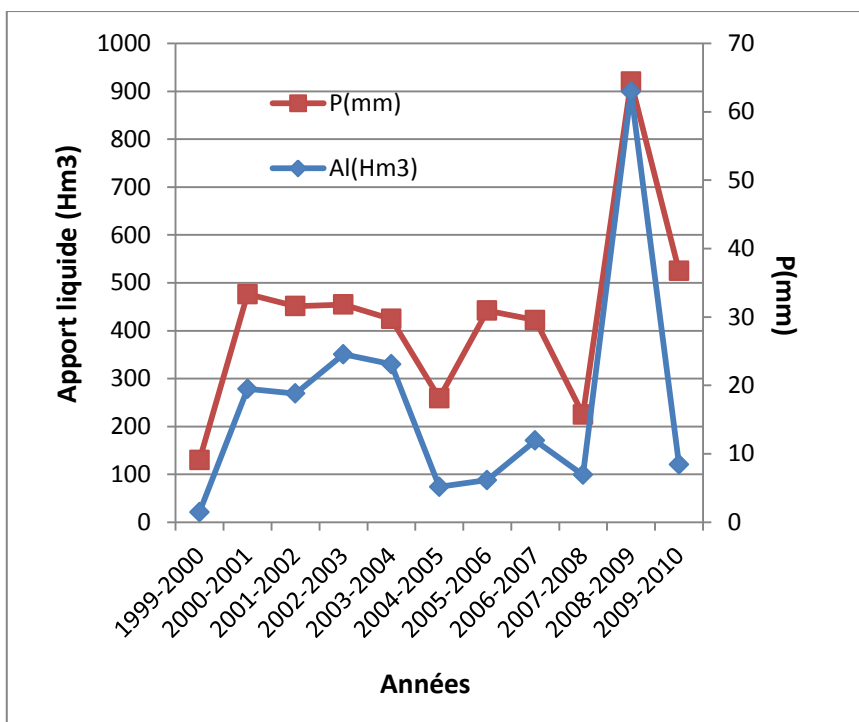


Fig2 : Variation des apports liquides annuels et précipitations annuelles.

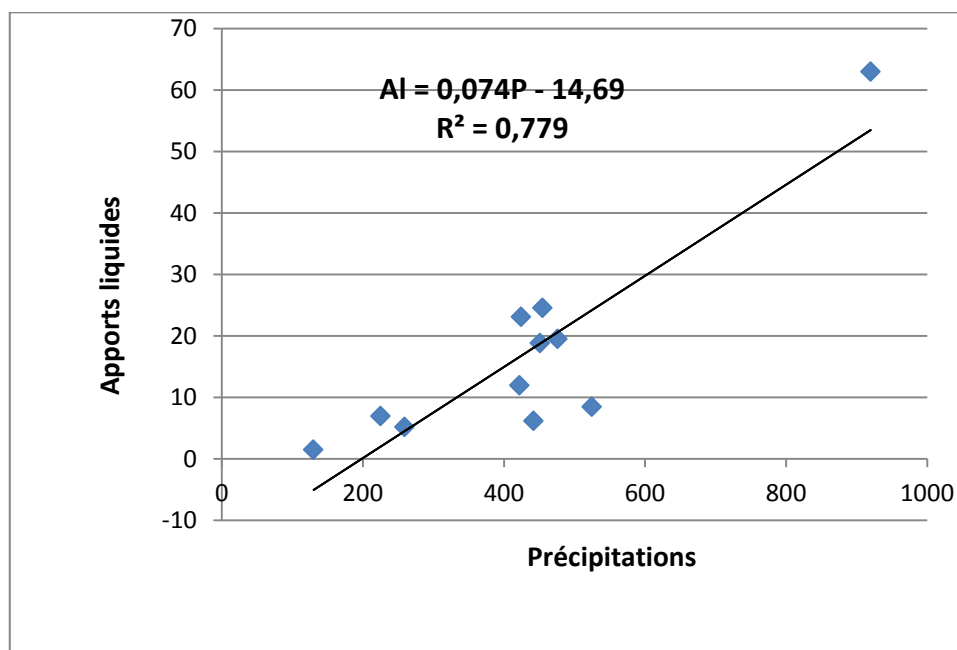


Fig3 : La corrélation entre les apports liquides et précipitations.

En ce qui concerne les graphiques

- Les deux tendances suivent le même parcours.
- On note également une corrélation assez forte de 0.78.

On peut déduire que l'apport liquide dépend des précipitations.

3.2 : Variabilité interannuelle des apports solides en fonction des précipitations :

Tab5 : les apports solides moyens annuels et précipitations moyennes annuelles.

Années	As(t)	P (mm)
1999-2000	119.62	130
2000-2001	98278.84	476.3
2001-2002	23781.11	451.3
2002-2003	10302.28	454.7
2003-2004	86804.26	424.6
2004-2005	435.36	259.2
2005-2006	1065.77	442
2006-2007	28911.82	422.2
2007-2008	1738.80	225.1
2008-2009	31897.05	919.9
2009-2010	3840.62	525

D'après le tableau ci-dessus :

- ⇒ le maximum des apports solide moyens annuels est enregistré en 2000-2001 avec **98278.84(t)**, l'année la plus arrosé est en 2008-2009 avec **919.9mm**.
- ⇒ le minimum des apports solides moyens annuels est enregistré en1999-2000 avec**119.62(t)**. l'année la plus faible en précipitation est celle de 1999-2000 avec **130mm**.

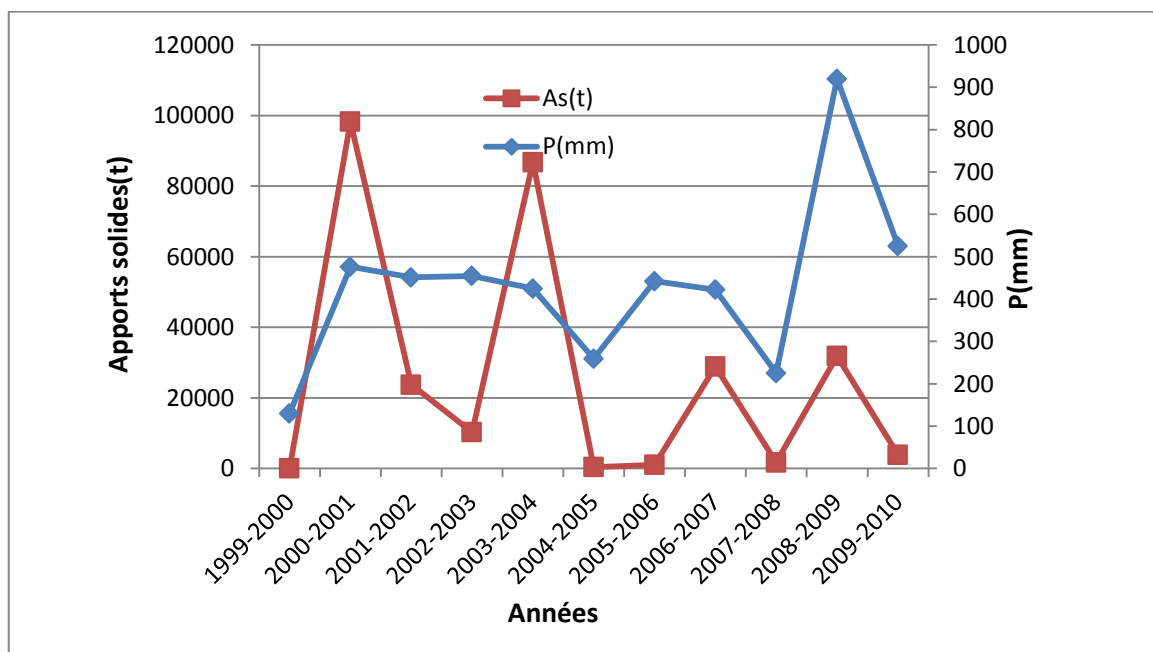


Fig4: variation des apports solides annuels et précipitations annuelles.

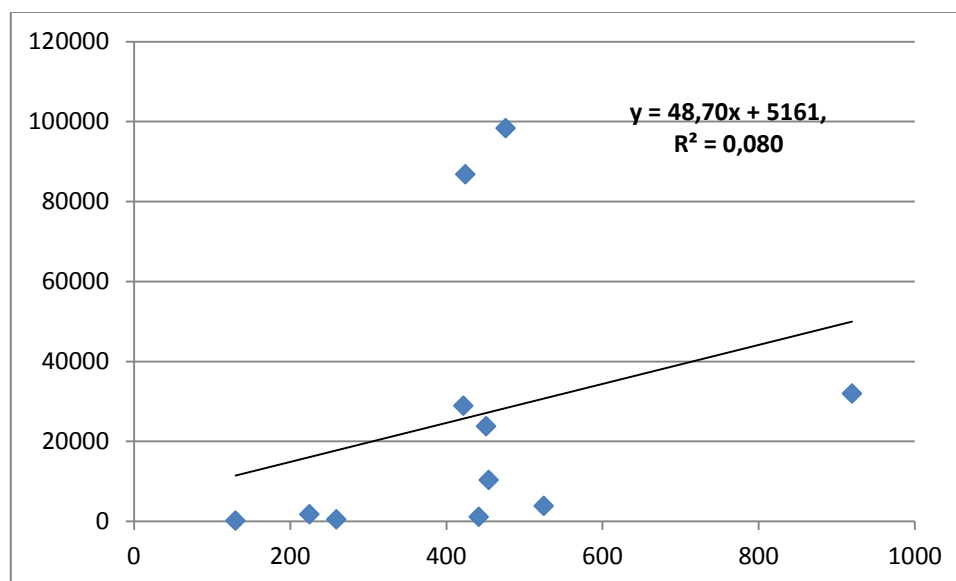


Fig5 : la corrélation entre les apports liquides et précipitations.

En ce qui concerne les graphiques :

- Les deux tendances suivent le même parcours.
- On note également une corrélation assez faible de 0.08.

On peut déduire que l'apport solide ne dépend pas que des précipitations mais d'autre paramètre a titre d'exemple le Facteurs topographiques et couvert végétal.

4/ Variation mensuelle des apports solides :

Les variations des apports liquides moyens mensuels et les charges solides en suspension qui leur correspondent, donnent un aperçu quant à la tendance globale de la susceptibilité du bassin versant à la production des sédiments.

Tab6 : Apports liquides et solides moyens mensuels.

Mois	Al (hm ³)	As(t)	Ass(t/km ² /mois)
sept	0,58491584	2314,57201	12,198008
oct	1,0863247	7716,33938	40,6658202
nov	1,40410878	2302,04784	12,1320044
déc	1,99135866	1193,38375	6,2892424
janv	3,76256666	1768,56077	9,32047836
févr	2,66151496	793,0245	4,17931225
mars	2,8954232	8501,26096	44,8024293
avril	0,95516209	295,217864	1,55582537
mai	0,65041347	665,695773	3,50827812
juin	0,37486238	52,9867636	0,27924513
juil	0,51679188	35,1486818	0,18523679
aout	0,57916418	109,13076	0,57512917
Moyenne	1,45521723	2145,61409	11,3075841

D'après le tableau ci-dessus :

→ Le mois de mars où tous les paramètres hydro morphologiques ont été favorables à un écoulement abondant et une érosion des terres la plus importante avec **44,80 (t/km²/mois)**.

→ Les apports liquides et solides du mois mars sont au-dessus de la moyenne mensuelle.

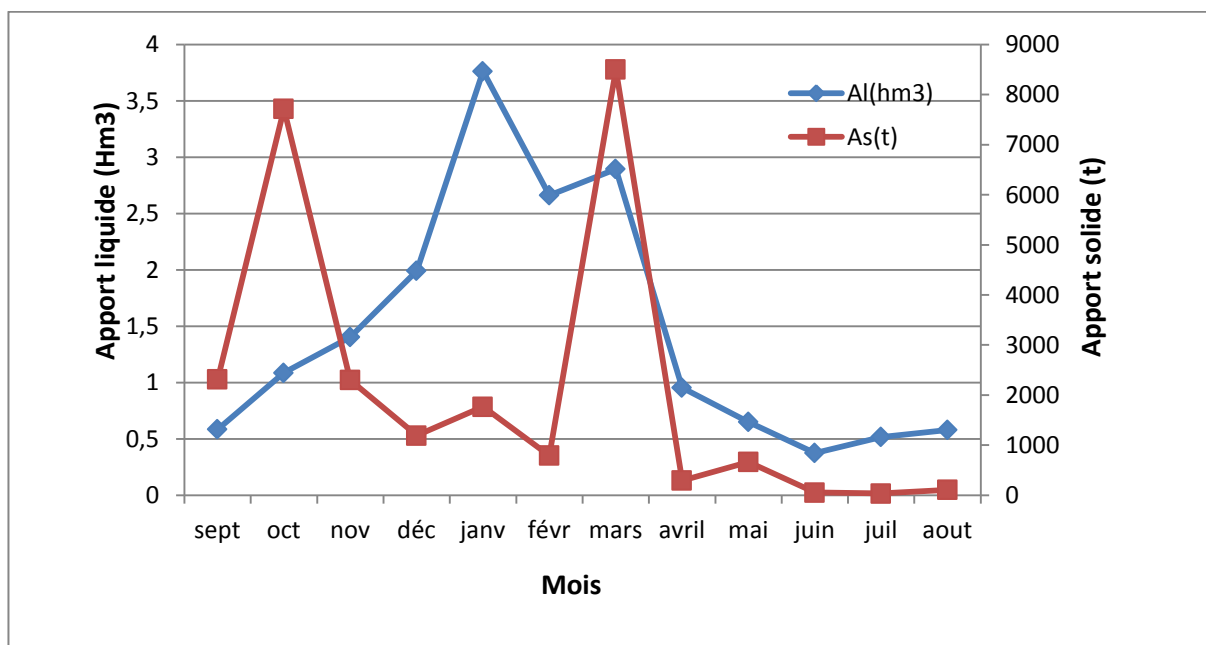


Fig6 : Apports liquides et solides mensuels de l’oued khemis.

En effet, après la grande saison sèche, les premières pluies de Septembre trouvent un sol sec et dur, difficilement érodable. La réponse du bassin en matières en suspension est donc très faible. Ce sont les pluies torrentielles du mois d’Octobre suivies de celles de novembre qui entraineraient de grandes quantités de matières solides, et qui seront par la suite véhiculées en suspension par le cours d’eau.

Tab7 : Variations mensuelles des précipitations, des débits liquides, et du transport solide.

Mois	E (mm)	Ass (t/km ² /mois)	P (mm)	Q (m ³ /s)	Pv	cmd	Ass/Asmoy	Ce(%)
Sept	1.08	12.19	26.21	0.08	0.72	0.16	1.07	4%
Oct	1.62	40.62	39.54	0.16	1.08	0.33	3.59	4%
Nov	2.74	12.13	45.57	0.44	1.25	0.89	1.07	6%
Dec	3.98	6.28	44.56	0.57	1.22	0.6	0.55	8%
Jan	6.36	9.32	63.47	0.86	1.74	1.75	0.82	10%
Fev	7.48	4.17	49.65	1.87	1.36	3.80	0.36	15%
Mars	11.86	44.80	61.07	0.57	1.68	1.17	3.96	19%
Avr	4.22	1.55	52.47	0.36	1.44	0.73	0.13	8%
Mai		3.50	37.47	0.11	1.03	0.24	0.31	7%
Jui		0.27	6.22	0.04	0.17	0.08	0.02	22%
Jt		0.18	4.31	0.03	0.11	0.07	0.01	19%
Aout		0.57	5.35	0.30	0.14	0.61	0.05	13%
Moy	1.43	11.30	36.32	0.45	1	1	1	11%

Avec :

Pv: coefficient de pluviosité ;

Cmd : coefficient mensuel de débit ;

Ass/Asmoy: rapport transport solide mensuel au transport solide moyen mensuel ;

Ce : coefficient d'écoulement.

- Une période de forte érosion et d'écoulement abondant qui correspond aux deux mois d'octobre et mars. La pluviométrie moyenne mensuelle est relativement importante.
- Un maximum de 61.07 mm a été atteint durant le mois de mars, soit un coefficient de pluviosité égal à 1.68.
- Les débits liquides ont connu aussi une augmentation car le mois d'octobre a enregistré un coefficient mensuel de débit égal à 0.33 avec 4% d'écoulement.

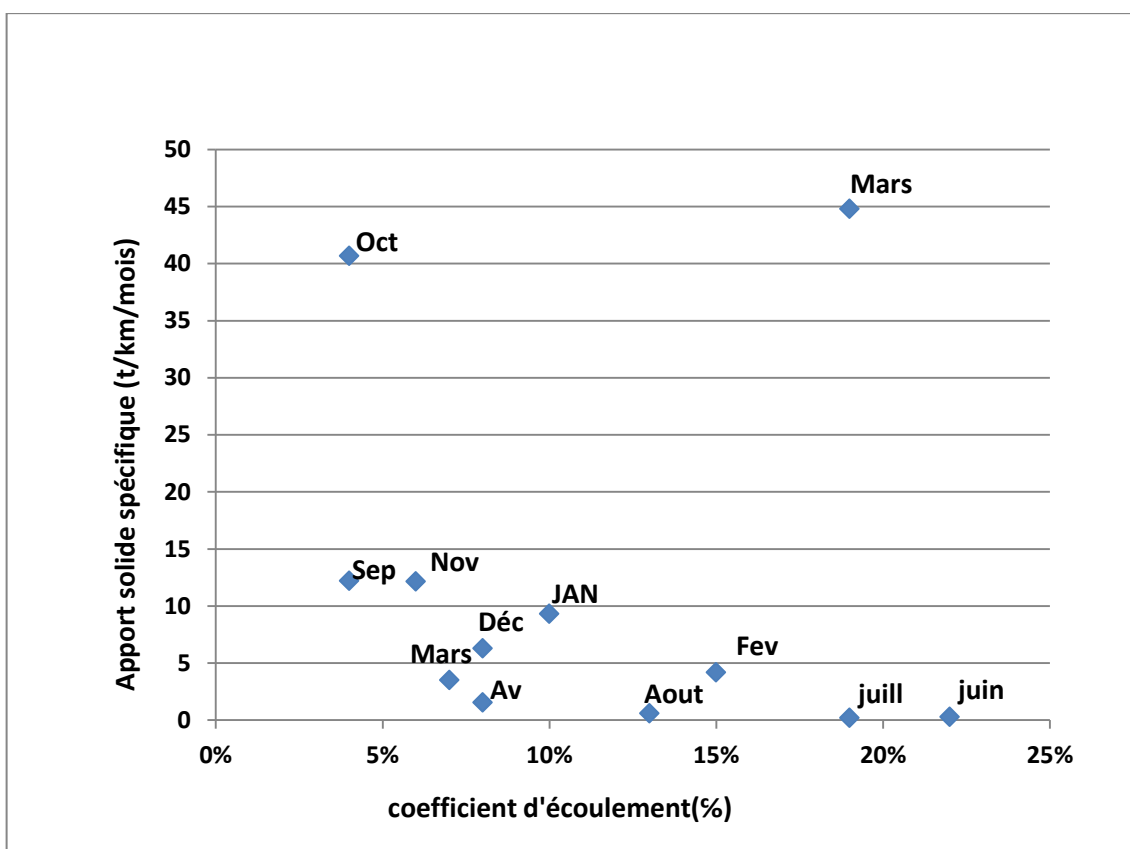


Fig7: Relation entre le coefficient d'écoulement et les transports Solides spécifiques moyens mensuels.

- En ce mois d'octobre on a enregistré une dégradation considérable du sol estimée à 40.62 t/km²/mois.
- Par ailleurs le mois de mars où tous les paramètres hydro morphologiques ont été favorables à un écoulement abondant et une érosion des terres la plus importante, avec un coefficient d'écoulement qui est égale à 19% et La pluviométrie moyenne mensuelle a atteint son maximum avec 61.07mm, mars cela témoigne de la forte dégradation atteinte dépassant 44.80 t/km²/mois.

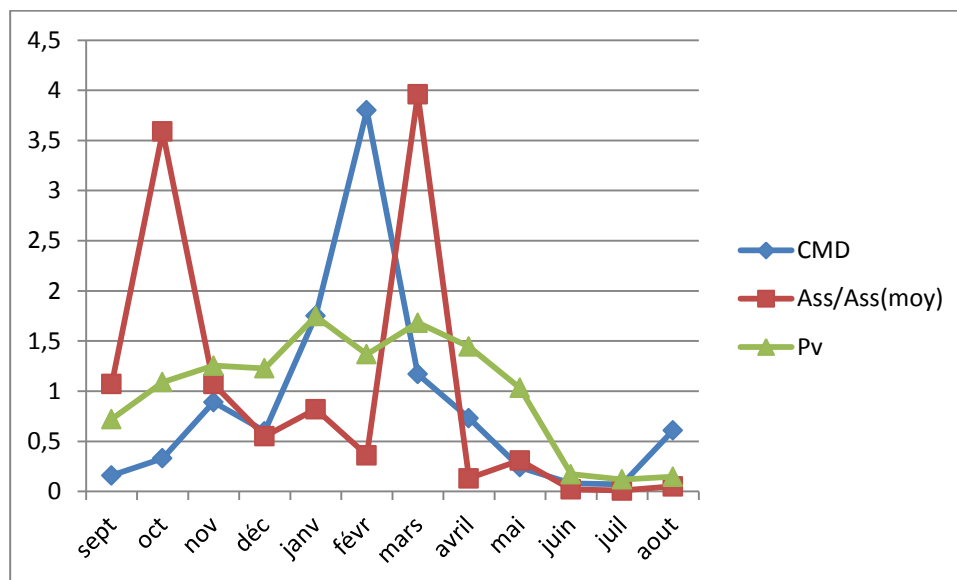


Fig8 : Coefficient mensuel de pluviosité, de débit et rapport des transports solides spécifiques mensuels aux transports solides spécifiques moyens mensuels.

On note une discordance entre les dégradations spécifiques et les écoulements durant cette deuxième phase d'érosion, plusieurs facteurs tels que l'état de saturation du sol, le couvert végétal et l'intensité des pluies sont à l'origine de cette absence de proportionnalité. En effet la persistance de la hausse des températures et l'aridité du climat qui caractérise le nord du Maghreb et qui se prolonge jusqu'au début de la saison l'Hiver, prépare davantage la couche superficielle du sol à la désagrégation et à l'érosion par les pluies souvent agressives et intenses. En novembre l'infiltration l'emporte sur l'écoulement superficiel du bassin versant comme l'est déjà le cas dans les différents bassins telliens (Bourouba, 1988) (Benchetrit, 1972) (Ghachi, 1986), ce qui explique en majorité la faiblesse du flux sédimentaire comparativement au mois de Décembre, ce dernier a connu une hausse du transport solide grâce à l'influence des apports liquides qui ont été considérablement importants et peut être aussi suite à la remobilisation des sédiments déposés lors des mois précédents à l'amont du cours d'eau.

- Les mois de Janvier et Février ont été très arrosés par une pluviométrie atteignant 63.47mm soit 14.63% en moyenne du total annuel, ce qui a induit une exubérance de la végétation et par voie de conséquence une décroissance des quantités de sédiments transportés :

- Le mois de Mai marque une transition entre une phase d'une grande mobilisation et entrainement de sédiments qui s'étale du mois d'octobre au mois de Mai et qui regroupe les deux périodes d'érosivité soit une contribution qui s'élève à 88.36% du tonnage moyen annuel, et une autre phase pauvre en perte en terre qui est la saison estivale chaude et sèche dont les effets hydro-morphologiques et climatiques se prolongent jusqu'au mois de Septembre.

5/Variation saisonnière des apports solides :

Pour mieux appréhender le phénomène de l'érosion et du transport solide, il serait judicieux d'analyser la répartition saisonnière des flux de sédiments en suspension dans nos bassins. La répartition saisonnière des transports solides confirme la variabilité mensuelle.

Tab8: Apports liquides et solides moyens saisonniers.

Saisons	Al(Hm3)	As(t)	Ass(t/km ² /saison
Automne	2,982	12714,15	67
Hiver	8,408	3754,13	19,78
Printemps	4,50	9462,17	49,86
Eté	1,42	189,08	0,99

Durant ces périodes, la charge solide est diluée par la forte contribution de la composante de l'écoulement souterraine dans l'alimentation fluviale (Megnounif, 2007).

Pour l'automne, la forte charge s'explique par le fait que les précipitations, souvent intenses, tombent sur un sol asséché et mal protégé par la végétation (Chebbani et al, 1999 ; Roose et al, 1999 ; Cosandey et al, 2002).

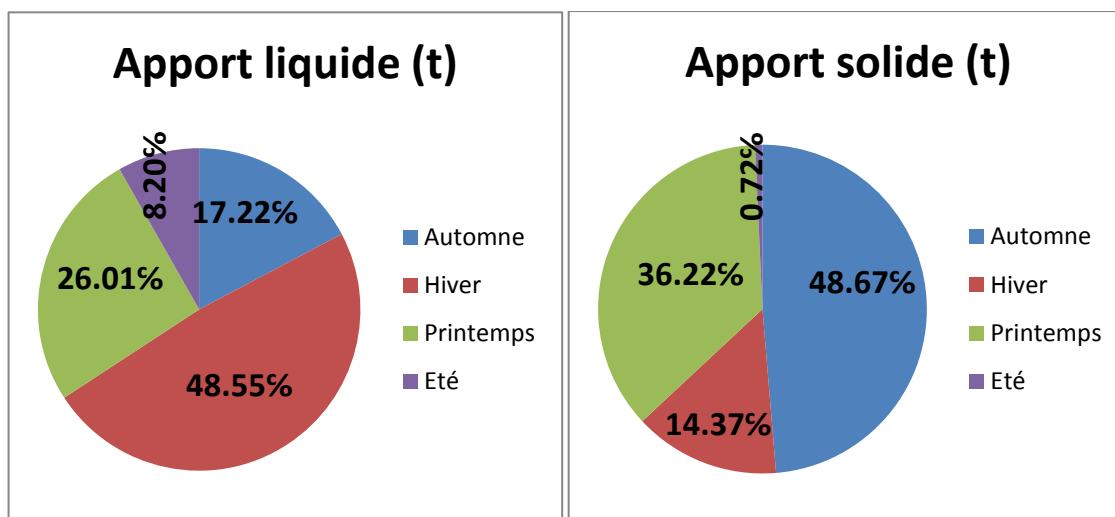


Fig9 : Répartition Saisonnière des apports liquides et solides.

Après une grande saison sèche, les premières pluies qui se manifestent au début de l'automne trouvent un sol sec et dur, difficilement érodable. La réponse du bassin en matière en suspension est donc très faible. Ce sont les pluies torrentielles qui surviennent en octobre et novembre qui arracher ont 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 les ruissellements et les écoulements hypodermiques peu profonds.

Le taux d'érosion d'hiver s'avère inférieur à celui de l'automne cela s'explique par le fait que des quantités importantes de particules solides ont été transportées par les premières crues d'automne (Stephen, 2000) ;(Achite&Meddi, 2005).

L'Eté reste une saison sèche avec un transport quasi nul (environ 1%).La variabilité temporelle dépend donc de la fréquence des orages et de leur période d'occurrence. En effet, ce sont des orages qui génèrent la plus grande partie de la charge en suspension (Bouanani,2004) ;(Achite&Ouillon, 2007);(Megnounif, 2007) ;(Ghenim, 2008).

5.1 : Variabilité saisonniers des apports solide en fonction des précipitations :

Tab9 : les apports solides moyens saisonniers et précipitations moyennes saisonnières.

Saisons	P (mm)	As(t)
Automne	70.32	12714.1576
Hiver	157.68	3754.13251

Printemps	151.01	9462.17459
Eté	15.88	189.081082

D'après le tableau ci-dessus :

- ⇒ Le maximum des apports solides moyens saisonniers est enregistré en printemps avec **9462.17(t)**, alors que l'hiver est la saison la plus arrosé avec **157.68mm**.
- ⇒ La saison la plus faible en apport solide est celle de l'Eté avec **189.08(t)**, l'Eté reste la saison la plus sèche avec **15.88mm**.

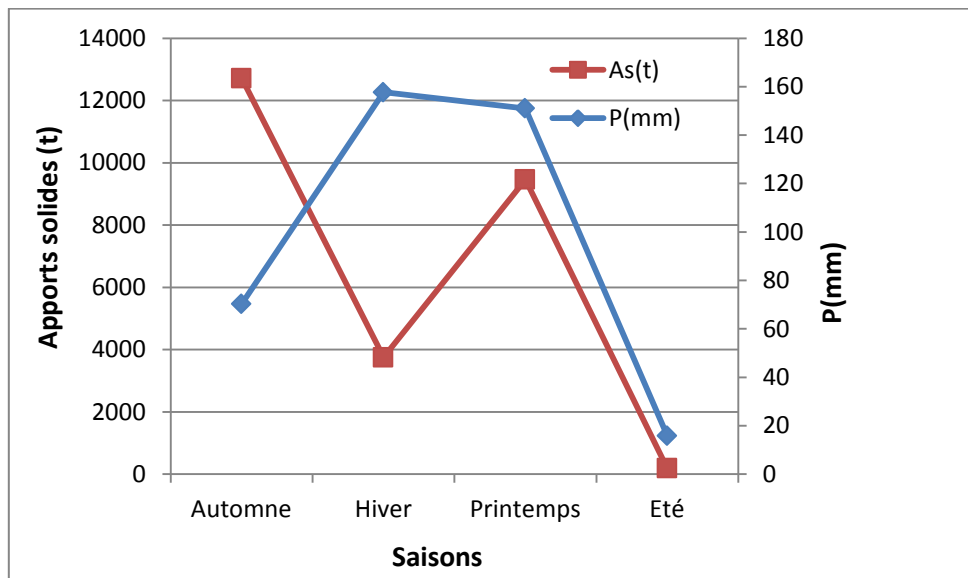


Fig10: variation des apports solides saisonniers et précipitations saisonnières.

Du graphe de la figure 17 :

- La pluie de du début l'automne trouve un sol sec et dur se qui influe sur l'apport solide en cette saison.
- L'apport solide en hiver est en plein progression jusqu'à ce qu'il atteint son maximum en automne.
- L'Eté reste une saison sèche, la réponse du bassin en matière en suspension est donc
- très faible.

6/La Variabilité de la concentration en fonction du débit :

Pour bien suivre l'évolution de la concentration et du débit à l'échelle temporaire il est préférable de mettre en graphe la variation de la concentration en fonction du débit et étudié leur corrélation.

6.1/ La Variabilité de la concentration en fonction du débit à l'échelle annuelle :

Tab10: Concentrations moyennes interannuelles et débits moyens interannuels à la station zahra.

Années	C (g/l)	Q (m ³ /s)
1999-2000	0,89	0,071
2000-2001	2,31	0,36
2001-2002	2,91	0,372
2002-2003	4,23	0,699
2003-2004	3,51	0,401
2004-2005	1,63	0,091
2005-2006	1,69	0,106
2006-2007	1,82	0,177
2007-2008	0,77	0,064
2008-2009	12,25	1,89
2009-2010	2,05	0,271

D'après le tableau ci-dessus

- ⇒ Le maximum des concentrations annuels et débit moyens annuels sont enregistrés en 2008-2009.
- ⇒ Le minimum des concentrations annuelles et débits moyens annuels sont enregistrés en 1999-2000.

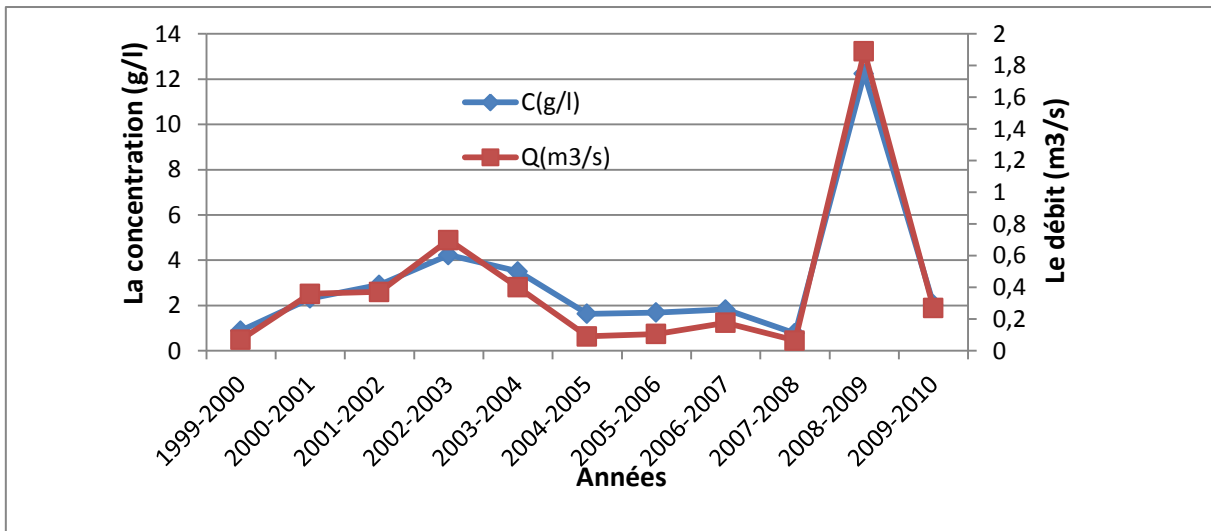


Fig 11: Variation des concentrations moyennes interannuelle et débits moyens interannuel à la station zahra.

En ce qui concerne le graphique :

Les valeurs de concentrations des apports solides durant l’année 1999-2000 sont équivalente à 0,89 g/l pour un débit de 0,071 m³/s ce qui représente les valeurs minimales. Alors que la valeur de concentration qui est de 2,05 g/l est mesurée pour un débit de 0,271m³/s caractérisant ainsi la valeur maximale enregistrée.

- Les deux courbes ont la même tendance ce qui explique que les concentrations augmentent en fonction du débit.

En effet le débit important enregistré durant l’année 2008-2009 représente une grande influence érosif sur le bassin ce qui implique l’importante concentration dans cette année qui correspond à une année de forte pluviométrie, par contre la concentration minimale des apports solides enregistrée pendant l’année 1999-2000 démontre une année sèche faible en apports.

- **La corrélation entre la concentration et le débit :**

La relation qui relie les deux variables concentration et débit est une relation en puissance de type $y = ax^b$

$$C = 6.1908Q^{0.6994}$$

$$R^2 = 0.9277$$

Avec :

C : concentration (g/l) ;

Q : le débit (m³/s) ;

R : coefficient de corrélation.

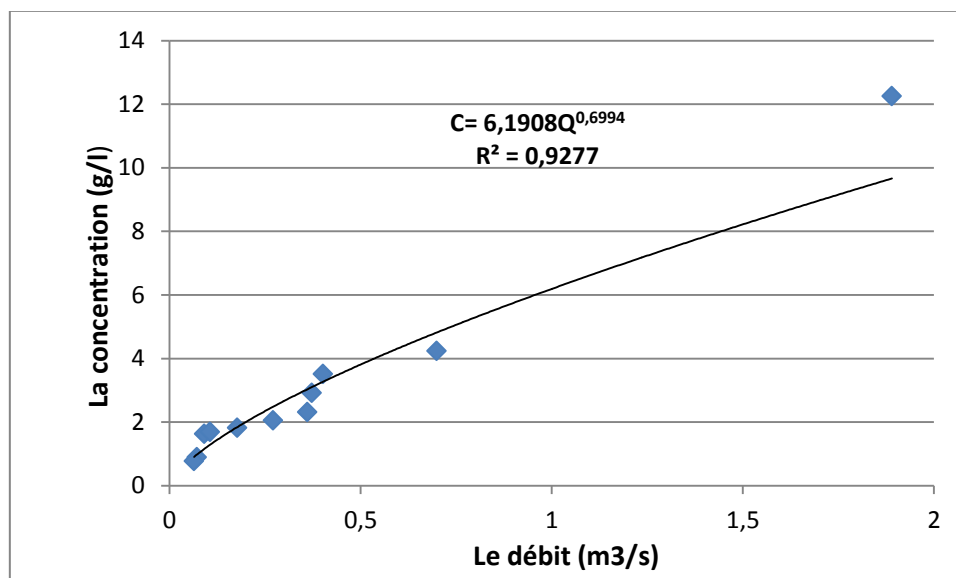


Fig12 : relation entre la concentration et le débit à l'échelle annuelle.

D'après la figure N° 19 portant sur la relation entre la concentration et le débit annuel on remarque que la plus forte concentration est liée au fort débit ce qui explique que l'année la plus pluvieuse est caractérisée par des forts apports solides d'où l'influence érosif sur le bassin versant.

6.2/La Variabilité de la concentration en fonction du débit à l'échelle mensuelle :

Tab11 : Concentrations moyennes mensuelles et débits moyens mensuels à la station zahra.

mois	C(g/l)	Q(m3/s)
septembre	1,15	0,08
octobre	1,35	0,16
novembre	3,32	0,44
décembre	4,41	0,57
janvier	4,49	0,87
février	7,96	1,88
mars	4,44	0,58
avril	1,97	0,36
mai	1,16	0,12
juin	0,76	0,04
juillet	0,57	0,03
aout	0,99	0,30

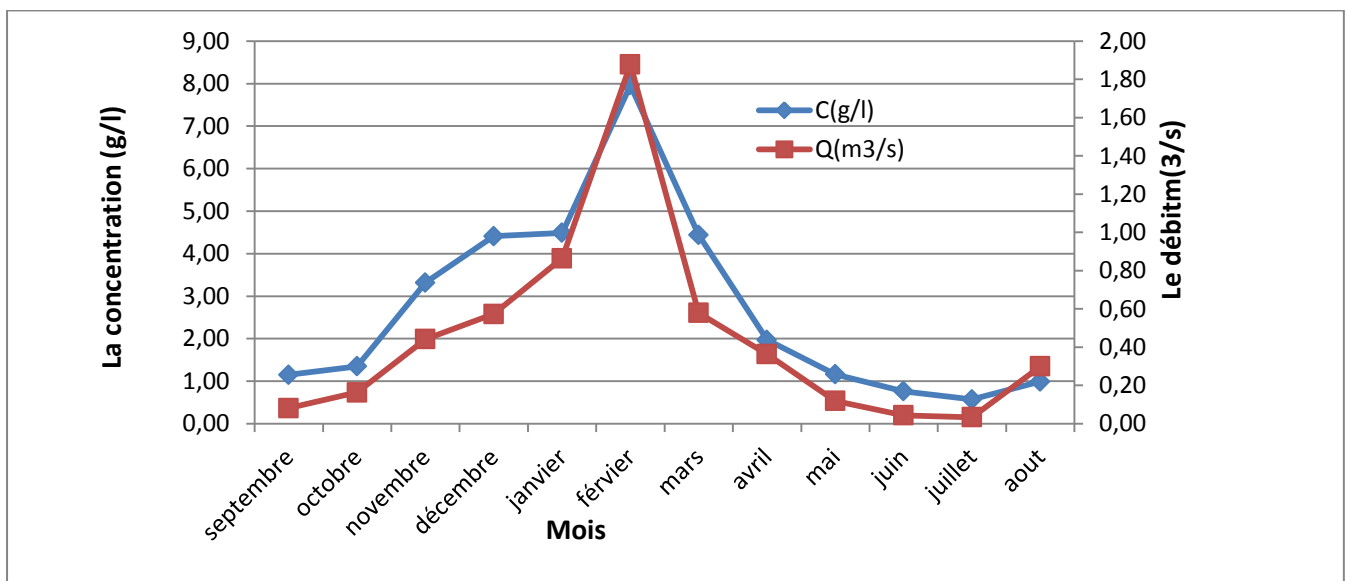


Fig13 : Variation des concentrations moyennes mensuelles
et débits moyens mensuels à la station zahra.

L'interprétation de la variation des concentrations moyennes mensuelles et débits moyens mensuels donnent une valeur maximale équivalente à 7,96 g/l pour un débit de 1,88 m³/s enregistrée durant le mois de février tandis que la plus faible a été enregistrée durant le mois de juillet avec une valeur de 0,57 g/l et un débit de 0,03m³/s.

- **La corrélation entre la concentration et le débit :**

La relation qui relie les deux variables concentration et débit est une relation en puissance de type $y = ax^b$

$$C = 4.772Q^{0.6275}$$

$$R^2 = 0.8728$$

Avec :

C : concentration (g/l) ;

Q : le débit (m³/s) ;

R : coefficient de corrélation.

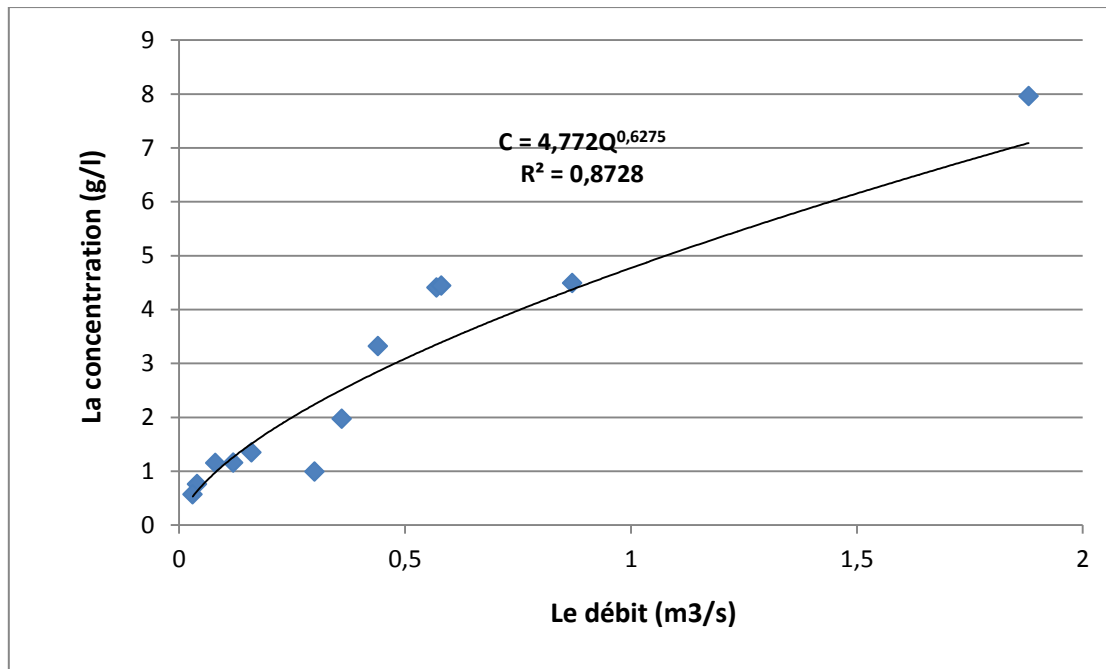


Fig14 : relation entre la concentration et le débit à l'échelle mensuelle.

La synthèse de la figure N° 21 démontre que la variation des concentrations est en fonction des débits, donc le mois le plus pluvieux (février) reste le mois le plus riche en apport solide alors que le mois de juillet est le plus faible en matière des apports.

6.3/La Variabilité de la concentration en fonction du débit à l'échelle saisonnière :

Tab12 : Concentrations moyennes saisonnières et débits moyens saisonniers à la station zahra.

saisons	C (g/l)	Q (m3/s)
Automne	5,82	0,69
hiver	16,86	3,32
printemps	7,57	1,06
Eté	2,32	0,38

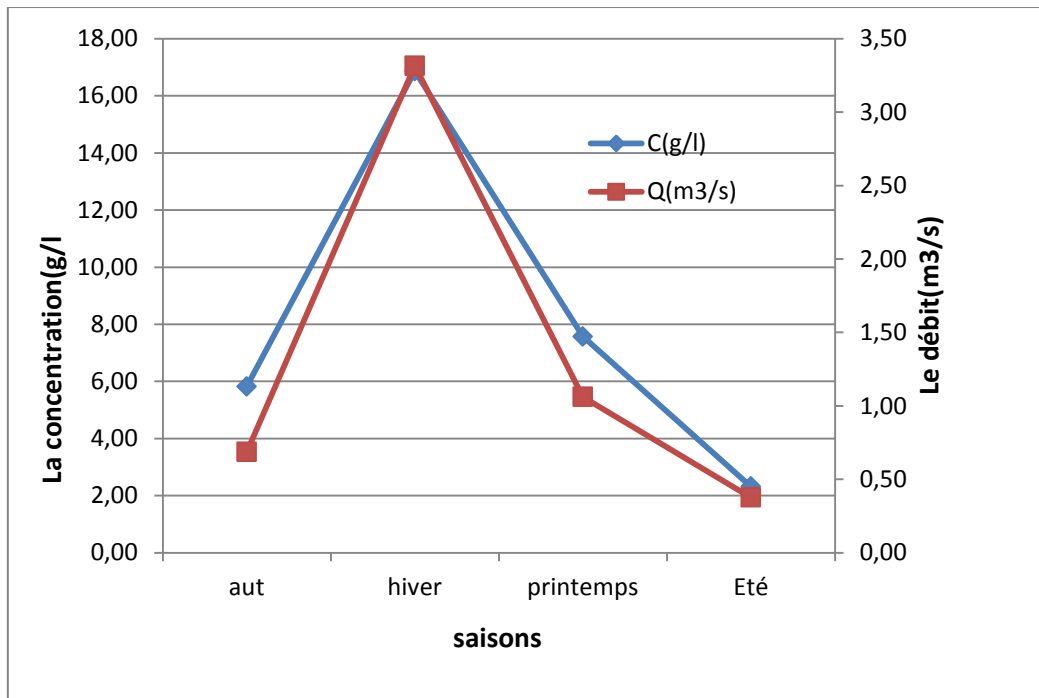


Fig15 : Variation des concentrations moyennes saisonnières et débits moyens saisonniers à la station zahra.

La lecture du graphe représenté sur la figure N°22 indique que la saison la plus riche en apports solides est celle de l'hiver avec une concentration équivalente à 16,86 g/l et un débit de 3,32 m³/s tandis que la saison la plus faible en concentration des apports est celle de l'été avec une valeur de 2,32 g/l avec un débit de 0,38 m³/s.

- **La corrélation entre la concentration et le débit :**

La relation qui relie les deux variables concentration et débit est une relation en puissance de type $y = ax^b$

$$C = 6.5565Q^{0.8705}$$

$$R^2 = 0.9507$$

Avec :

C : concentration (g/l) ;

Q : le débit (m³/s) ;

R : coefficient de corrélation

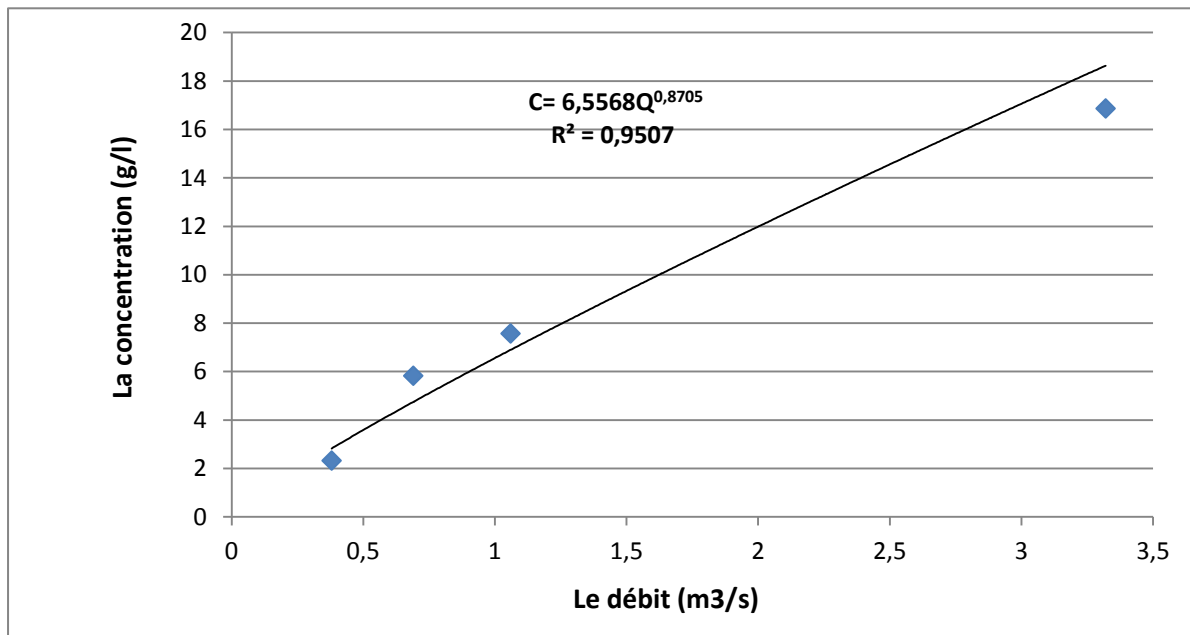


Fig 16: relation entre la concentration et le débit à l'échelle saisonnière.

Le coefficient de corrélation obtenu de valeur de $R^2 = 0,9507$ représente la forte liaison entre la concentration et le débit ce qui traduit une relation proportionnelle.

Conclusion

La dégradation spécifique du bassin de l'oued khemis s'élève à $137.58 \text{ t/km}^2/\text{an}$. Elle se situe dans l'intervalle des valeurs estimées pour d'autres bassins voisins.

Cette dégradation reflète la sévérité du climat semi-aride et le caractère intermittent voire éphémère de l'écoulement dans l'Oued Khemis.

La dégradation et le transport solide dans le bassin de l'Oued khemis ont subi une variabilité spatio-temporelle très importante. En effet des fluctuations considérables ont été enregistrées à l'échelle annuelle.

La comparaison des valeurs de dégradation spécifique révèle une très forte disparité spatiale du taux d'érosion des sols au Maghreb. Cette disparité dépend principalement de la différence de la lithologie, du couvert végétal, de la pente et de la taille des bassins versants (ProbstetSuchet,1992;

Foxet Moore, 1993). A l'échelle saisonnière, c'est au printemps que se produit le maximum du transport solide.

En tout état de cause, toutes ces variations sont conditionnées par l'état de saturation du bassin versant, par les types de dynamique érosive de chaque saison et de chaque période d'érosion ainsi que par les variations du débit et de la concentration durant les périodes de crues.

Conclusion Générale :

Le transport solide et l'érosion et le dépôt de sédiments constituent un système complexe régit par un grand nombre de mécanismes conditionnés par des processus biophysiques naturels diversifiés. Les sols continuent à se dégrader et toutes les formes d'érosion apparaissent laissant des paysages désolants. Le phénomène s'est accru s'est amplifié aussi bien dans l'espace que dans le temps, au quel vient se greffer un changement climatique qui fait des ravages.

Des cycles d'inondations torrentielles et de sécheresses prolongées deviennent entrées fréquentes, affectant les bassins versants et les réseaux d'écoulements d'une vulnérabilité à tous les niveaux, conjuguées à une action anthropique non contrôlée (incendies, surpâturages, etc.) C'est dans ce contexte que nous avons abordé, dans le présent travail, un cas particulier qui est celui du bassin versant d'Oued khemis (Nord-Ouest de l'Algérie). L'analyse détaillée des paramètres suivants font l'objet de notre mémoire.

La morphologie du bassin est caractérisée par un relief plutôt modéré ($I_g = 0.0190$) et se présente sous une forme allongée ($KG = 1.2$). Ce résultat présente bien l'état d'équilibre du bassin, soit un potentiel érosif important. Une densité de drainage de l'ordre de 2.7, indique la présence d'une forte pente. Par contre, le développement du réseau de drainage, exprimé par un rapport de confluence de 2.29, reflète un chevelu hydrographique bien organisé.

Tout comme les sous bassins du nord-ouest algérien, le bassin Oued khemis a connu une variation temporelle marquée par la pluviométrie depuis les années 1970. La moyenne interannuelle enregistrée est de 404.6mm. Deux périodes très distinctes sont ressorties par la variabilité mensuelle des précipitations avec des coefficients de variations élevés. D'une part, on remarque une période humide qui prend place du mois de septembre au mois de mai. D'autre part, il y en a une qui s'installe entre les mois de juin et août. Le maximum saisonnier se situe en hiver (157.8mm) suivi par un maximum secondaire (151.1mm) au printemps. De plus, l'automne est lui aussi plus ou moins pluvieux avec en moyenne 70.32mm. La série pluviométrique de la station s'ajuste en général à une loi normale de Gauss. Le régime thermique est caractérisé par une température moyenne mensuelle de 17.96 °C.

À cause du fait que le déficit d'écoulement annuel est relativement élevé, le bilan hydrique du bassin est affecté par le climat semi-aride. Il atteint (89.43%) de la hauteur d'eau

précipitée. L'importance du coefficient d'écoulement au niveau du bassin (10.57%) serait due à sa taille plus réduite et à la karstification plus développée du système souterrain du bassin permettant un dé stockage plus rapide qui soutient l'écoulement superficiel.

Grace à l'analyse des variations saisonnières des débits, il fut possible de dégager les nuances de régimes hydrologiques à alimentation essentiellement pluviale liés aux régimes climatiques mais plus ou moins modifiés par le rôle de la lithologie, spécialement à partir des coefficients mensuels des débits. Ils sont fait apparaître la forte opposition entre l'abondance hivernale et l'indigence estivale des cours d'eau.

L'estimation spécifique de la dégradation du bassin contrôlé par la station Zahra été de 137.58t/km²/an. Les valeurs de dégradation spécifique révèlent une très forte disparité spatiale du taux d'érosion des sols au Maghreb qui résulte principalement de la différence de la lithologie, du couvert végétal, de la pente et de la taille des bassins versants. Une forte variabilité interannuelle des apports solide son été constatée avec une capacité d'érosion qui diffère entre les périodes humides et sèches. À l'échelle saisonnière, les contributions enregistrées ont donné 48.67% pour l'automne, 14.37% pour l'hiver et 36.22% pour le printemps. Le taux d'érosion d'hiver s'avère inférieur à celui de l'automne. Effectivement, des quantités importantes de particules solides ont été transportées par les premières crues d'automne, elle s'effectue principalement dans le réseau hydrographique. Au printemps, la production des sédiments est aussi importante qu'en automne. Deux différentes sources fournissent essentiellement des sédiments produits par le bassin versant. Sur les reliefs accentués, les sols minces se saturent rapidement et déclenchent des mouvements de masse produisant une source potentielle de matière solides susceptible d'être transportée vers le cours d'eau. De plus, les effondrements et affouillements des berges sont fréquents en cette période.

La dégradation des sols se conjugue ou vent avec une destruction plus ou moins complète de la végétation naturelle, destruction dont elle est en partie la conséquence. Une production excessive des sédiments en tête de bassin du fait de l'accélération de l'érosion des sols a pour conséquence un accroissement des apports de matériaux aux rigoles, torrent et fleuves, aux étangs et aux réservoirs de barrages. De nos jours, on dispose de techniques efficaces pour des objectifs de protection bien déterminés. Nous avons mis en évidence des faits significatifs concernant les sols et leurs propriétés. Cependant, du fait de la complexité des processus d'érosion et de sédimentation, il est encore nécessaire d'effectuer des études

détaillées. Lors de la mise au point de projets bien définis, de nombreuses études et recherches sont demandées. Cependant, le plus important est d'accroître la connaissance et la compréhension des relations et processus écologiques complexes, afin de faciliter une meilleure application des techniques actuelles de conservation des sols dans la perspective d'une planification à long terme des ressources en eau et en sols. Loin d'être considérés comme des valeurs absolues, les résultats obtenus pour la présente étude ne représentent que des valeurs relatives pouvant aider dans la planification des activités de conservation des sols.

- Achite M. et Meddi M.** 2004. Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Secheresse*, 15 (4), 367-373.
- Achite M. & Meddi M.** 2005. Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin de l'oued Mina (Nord-Ouest Algérien) .*Rev. Sci. Eau*.18 (spécial), pp : 37-56.
- Achite M., & Ouillon S.** 2007. Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973-1995). *J.Hydrol*, 343, 187-202.
- Allé P.** 1984.La dynamique des versants dans le Haut Vallespir Processus, héritages, actions anthropiques.*Thèse 3^{ème} cycle, Université de ParisI*, 196p.
- Arabi M. & Roose E.** 1989. Influence du système de production et du sol sur l'érosion et le ruissèlement en nappe en milieu montagnard méditerranéen (station d'Ouzera). *Bulletin Réseau Erosion N°*, IRD, Montpellier (France).
- Arnborg L., Walker, H.J. & 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.**, 2000. Suspended sediment dynamics in a large drainage basin: the river Rhine, *Hydrol. Process*, no. 13, 1437—1450.
- Aubert G., Fauck R.**, 1997.Ressources en terres et contraintes hydriques dans les milieux semi arides en Afrique et en Amérique du sud. *Compte rendu de l'Académie d'Agriculture de France* 83(2) ,67-75.
- Auzet A-V.**1987. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture. Aspect agronomique. Min Env/Min Agr, *CEREG –URA 95.CNRS Strasbourg*.60p.
- Auzet V.** 1990. L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects aménagement. *Centre d'études et recherches éco-géographiques*, ministère de l'environnement / ministère de l'agriculture, 39p.
- Benchetrit. M** 1972. L'érosion actuelle et ses conséquences sur l'aménagement en Algérie, Paris, *P.U.F*, 216 pages, 28 figures.

- Benest M.** 1972. Importance des mouvements de coulissage et de rotation dans la mise en place de la partie occidentale de la dépression de Sebdou (Monts de Tlemcen). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, Alger, t.62, fasc. 1-2, p.21-38, 5 fig., 3pl. h.t.
- Benest M.** 1985. Evolution de la plateforme de l'Ouest algérien et du Nord - Est marocaine au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. *Thèse, Doctorat, Lab., Géol. Univ, Lyon. Fasc. 1*, 367 p., 107 fig.
- Bouanani A.** 2004. Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérien). *Thèse de Doctorat d'état, Univ. Tlemcen*, 250 p., 81 Fig.
- Bouanani A., Terfous A., et Megnounif A.** 1999. Evaluation du transport solide dans le bassin de l'Isser (Nord-ouest algérien). *2e Sem. Maghrébin*, Tizi - Ouzou. 5 p., 4 fig.
- 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. *Bull. De l'ORSTOM*, 17, 345–360
- Bourouba M.** 1998. Phénomène de transport solide dans les Hauts Plateaux Orientaux. Cas de l'Oued Logmane et oued Leham dans le bassin de la Hodna. *Revue des Sciences et Technologie*, 9, 5-11.
- Boussema H-R.**, 1996. Système d'information pour la conservation et la gestion des ressources naturelles . *Colloque international sur le rôle des technologies de la communication et de l'information en matière de protection de l'environnement*. Tunis, Tunisie, 17-19 Avril 1996, 112-116.
- Chebanni, R., Djilli, K., & Roose, E.** 1997. Etude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser (Tlemcen). *1ères journées d'étude sur les agricultures de montagne*, Mascara, Algérie.
- Chebbani R., Djilli K., Roose E.**, 1999. Etude du risque d'érosion dans le bassin versant de l'Isser, Algérie. *Bulletin Réseau Erosion* 19 : 85-95.
- Courault D.**, 1989. Etude de la dégradation des états de surface de sol par télédétection : analyses spectrales, spatiales et diachroniques. *Thèse de Doctorat*, Paris 239p.
- Dakiche A.**, 1993. Etude statistique multidimensionnelle du régime pluviométrique et des crues application au bassin versant de la Tafna. *ANRH*, juin 1993.

Davies B.R., Thoms M.C., Walker K.F., O'Keefe J.H., & Gore, J.A. 1994. Dryland, rivers their ecology, conservation and management. *Blackwell scientific publications edn.* Vol. 2. Oxford : The rivers handbook.

Demmak A. 1982. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale. *Thèse, Docteur-Ingénieur*, Univ. Paris, France.

Deploey J, Imeson A. & Oldeman L-R.1991. Soil erosion, soil degradation and climatic change. In : Brouwer F-M., Thomas A-J., Chadwick M-J., editors. *Land use change in Europe*, Kluwer Academic Publisher, Dordrecht, 275-292.

Dubreuil, P. 1974. Initiation à l'analyse hydrologique. *Masson et Cie.* 216 p., 35 fig.

Esteinne P., Godard A., 1970. Climatologie. *Librairie Armand Colin*, Paris, France

Fournier F. 1960. Climat et érosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques.

Ghenim A.N. 2001. Contribution à l'étude des écoulements liquides et des dégradations du bassin versant de la Tafna Cas de Oued Isser, Oued Mouilah et la haute Tafna. *Mémoire de Magister*, Université de Tlemcen.

Ghenim A. N. 2008. Etude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes. *Thèse Doctorat*, Université Aboubekr Belkaid, Tlemcen.

Ghenim A.N, Terfous A. & Seddini A. 2007b. Etude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin-versant de l'Oued Sebdo (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse 18(1)*, 39-44.

Laborde J.P. 2000. Eléments d'hydrologie de surface. *Université de Nice - Sophia Antipolis.*
Edition 2000, 204p.

Lahlou A. 1994. Envasement des barrages au Maroc. Casablanca (Maroc); *Editions Wallada*,
277p.

Langbein W.B., Schumm S.A., 1958. Yield of sediments in relation to mean annual precipitation: *American Geophysical Union Transactions*, v. 39, 1076—1084.

Laouina, A. 1998. Dégradation des terres dans la région méditerranéenne du Maghreb.

Bull. Réseau Erosion, 18, 33-53.

Megnounif A., 2007. Etude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface, *Thèse de Doctorat*, Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen, 184p.

Megnounif A., Terfous A., & Bouanani A., 2003. Production et transport des matières solides en suspension dans le bassin versant de la Haute Tafna (Nord-Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau* 16(3), 369—380.

Seltzer, P. 1946. Le climat de l'Algérie. Alger : *Météo et Phys du Globe*, Carbonnel.

Terfous A., Bouanani A. & Megnounif A., 2001. Evaluation du transport solide dans le bassin de l'Isser (N-O Algérien), *2e séminaire maghrébin sur l'eau*. Tizi Ouzou, 28-29 juin.

Terfous, A., Megnounif, A. & Bouanani A., 2001. Étude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord-Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau*, 14, 175-185.

Terfous A., Megnounif A. & Bouanani A. 2003. Détermination des dégradations spécifiques dans trois bassins versants des régions méditerranéennes. *IAHS pub.* N° 278, 366-37.