

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد - تلمسان -

Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen -

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers



THESE

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

En Géologie

Option : Hydrogéologie

Par : SAOULI Fadila

Sujet

Impact du changement climatique sur l'érosion, le transport solide et l'envasement des barrages en Algérie : cas d'oued Isser (Tafna NW Algérie)

Soutenue publiquement, le : 16 / Juillet / 2026, devant le Jury composé de :

MAHBOUBI Salamat	M.C.A.	Université de Tlemcen	Présidente
BOUANANI Abderazzak	Professeur	Université de Tlemcen	Directeur de thèse
BABA-HAMED Kamila	Professeur	Université de Tlemcen	Co-directrice de thèse
GHERISSI Radia	M.C.A.	Centre Universitaire de Maghnia	Examinatrice
GUETTAIA Sabrine	M.C.A.	Université de Tlemcen	Examinatrice
KAZI-TANI Hychem	M.C.A.	Centre Universitaire de Maghnia	Examineur

Année Universitaire 2025 / 2026

Dédicaces

À nom de Dieu le Tout-Puissant, le Très Miséricordieux, dont la grâce m'a guidé et sans qui ce travail n'aurait pu voir le jour.

À la mémoire de mon chère père, qui a rejoint l'éternité, mais dont la présence ne m'a jamais vraiment quitté.

Ton amour bienveillant, tes douces prières et tes sacrifices consentis avec tant de générosité demeurent, à chaque instant, mon plus précieux héritage. Puisse Allah t'envelopper de Sa miséricorde infinie et t'accueillir dans les jardins de Son paradis. رحمتك الله يا أبي

À ma mère bien-aimée, dont les prières ont tracé mon chemin avant même que je ne le parcoure. Ton soutien indéfectible, ta tendresse sans limite et ta foi profonde en moi ont été le souffle qui m'a porté tout au long de cette aventure. C'est avec toute l'humilité de mon cœur que je te dédie ce travail, fruit de longues années de persévérance et d'espoir.

Que Allah te préserve et te comble de santé et de bonheur.

À mon cher époux, pour sa compréhension profonde et sa présence constante à mes côtés. Tu as partagé chaque défi, chaque sacrifice et chaque moment de doute, sans jamais fléchir, sans jamais te lasser. Ta patience et ton soutien ont été mon plus grand refuge. Cette réussite est autant la tienne que la mienne.

À mes filles, mes princesses, source inépuisable de motivation et de joie pure. Chaque fois que le chemin se faisait long et difficile, il suffisait de penser à vous pour retrouver la force d'avancer. C'est avec tout l'amour d'une mère que je vous dédie cette réussite.

À mes frères et sœurs, et à leurs enfants, mes cousines, pour leur tendresse et leur soutien chaleureux.

À tous mes enseignants, pour leur guidance précieuse et les valeurs qu'ils ont su me transmettre. À mes amis(es), mes collègues, merci pour les encouragements sincères et pour avoir rendu ce parcours plus beau. À tous ceux et celles qui, de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail, ma profonde gratitude.

À vous tous, je dédie humblement ce modeste travail, fruit de quatre années d'efforts et de passion.

Remerciements

Cette thèse, aboutissement d'un long parcours universitaire (1997-2026), n'aurait pu voir le jour sans le concours précieux de nombreuses personnes qui, par leur dévouement, leurs encouragements, leurs conseils avisés et leur bienveillance, ont rendu possible l'achèvement de ce manuscrit. Qu'elles trouvent ici l'expression de mes plus sincères remerciements et de ma profonde reconnaissance.

Avant toute chose, je rends grâce à Dieu le Tout-Puissant, le Très Miséricordieux, pour m'avoir accordé la force, la patience et la persévérance nécessaires à l'accomplissement de ce travail.

Je tiens à exprimer mes plus vifs remerciements à **Monsieur BOUANANI Abderrazak**, mon directeur de thèse, pour m'avoir proposé ce sujet enrichissant et pour avoir dirigé ce travail avec compétence, rigueur et bienveillance. Ses orientations éclairées et son encadrement attentif ont été déterminants tout au long de cette recherche. Je lui témoigne ma plus sincère et profonde gratitude.

J'adresse également ma profonde gratitude à **Madame BABA-HAMED Kamila**, pour son aide précieuse, ses conseils avisés et ses orientations tout au long de ce travail.

Je souhaite exprimer ma sincère reconnaissance à **Madame MAHBOUBI Salamat**, enseignante-chercheuse et maître de conférences à l'Université de Tlemcen, pour avoir accepté de lire ce manuscrit et de présider le jury. Sa disponibilité et son regard scientifique ont été très appréciés.

Je remercie chaleureusement les membres du jury pour avoir accepté d'examiner ce travail : **Madame Guettaia Sabrina**, enseignante à l'Université de Tlemcen, **Madame Gherissi Radia**, ainsi que **Monsieur Kazi-Tani Hichem**, enseignants au Centre Universitaire de Maghnia. Leurs remarques constructives et leurs orientations ont contribué à enrichir ce manuscrit.

Je tiens également à remercier l'ensemble des membres de la faculté SNV-STU, et plus particulièrement le Département des Sciences de la Terre et de l'Univers, ainsi que **Monsieur Bensfia Kama-Eddine**, Chef de département, pour sa compréhension, son soutien et pour avoir facilité le bon déroulement de ce travail. Ma reconnaissance va également à tous les enseignants du département, sans exception.

Mes remerciements s'adressent également au laboratoire de recherche N° 25, qui a hébergé notre doctorat, nous a offert l'opportunité de bénéficier d'une formation en ArcGIS, et a contribué à créer un climat de travail agréable entre chercheurs.

Je remercie également mes collègues de spécialité et l'ensemble des doctorants de la promotion, pour l'entraide, le partage et la bonne ambiance qui ont rendu ce parcours plus agréable et stimulant.

Enfin, j'exprime ma profonde reconnaissance à tous les organismes dont le soutien a été déterminant pour la réalisation de cette recherche : la Direction Régionale des Ressources en Eau (ANRH) d'Oran et de Tlemcen, l'Agence Nationale des Barrages et Transferts (ANBT) de Tlemcen, ainsi qu'à l'ensemble du personnel du barrage de Sidi Abdelli (El Izdihar), pour leur accueil et leur coopération.

RESUME

Ce travail porte sur l'étude du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'oued Isser, d'une superficie de 1140 km², dont l'exutoire est contrôlé par le barrage El Izdihar à Sidi Abdelli. Les données de débits liquides et de concentrations en matières en suspension, collectées par l'ANRH sur la période 1987–2011, ont constitué le socle de cette recherche.

Les résultats obtenus révèlent une dynamique sédimentaire soutenue, avec un apport solide annuel moyen de 173 637 tonnes, une lame écoulée de 29,39 mm et une dégradation spécifique de 152,31 t.km⁻².an⁻¹. Ces valeurs témoignent d'une érosion modérée à forte, typique des bassins méditerranéens semi-arides exposés à des pluies intenses et irrégulières.

Pour mieux comprendre la dynamique des transferts sédimentaires, nous avons analysé un ensemble de 56 crues, ce qui nous a permis d'établir une relation puissance entre débits solides et liquides ($Q_s = 0,46 Q_L^{1,79}$). L'analyse des boucles d'hystérésis a mis en lumière des mécanismes de mobilisation et de transfert très variés selon les événements. Il ressort clairement que les crues exceptionnelles, bien que peu fréquentes, sont responsables de l'essentiel des exportations solides annuelles.

Enfin, la cartographie du risque érosif par le modèle USLE sous SIG a permis d'identifier les secteurs les plus vulnérables du bassin, offrant ainsi des outils concrets pour orienter les actions de conservation des sols et limiter l'envasement du barrage. Deux levés bathymétriques (2003 et 2019) témoignent d'un envasement progressif et s'accéléralant, ramenant sa capacité de 110 à 102,03 Hm³.

Mots clés : Oued Isser · Algérie · Transport solide · Matières en suspension · Crues · Hystérésis · Érosion hydrique · USLE · SIG

Abstract

The present study focuses on the transport of suspended solids in the Isser River watershed, which covers an area of 1,140 km². The outlet of this watershed is controlled by the El Izdihar dam in Sidi Abdelli. The data on liquid flows and suspended matter concentrations collected by the ANRH over the period 1987–2011 formed the basis of this research.

The results obtained demonstrate the presence of sustained sediment dynamics, characterised by an average annual solid input of 173,637 tons, a flow rate of 29.39 mm, and a specific degradation rate of 152.31 t.km⁻².year⁻¹. The values indicated herein demonstrate moderate to high erosion, which is typical of semi-arid Mediterranean basins exposed to intense and irregular rainfall.

In order to enhance comprehension of the dynamics of sediment transfer, an analysis of 56 floods was conducted, thereby enabling the establishment of a power relationship between solid and liquid flows ($Q_s = 0.46 Q_L^{1.79}$). A comprehensive analysis of hysteresis loops revealed a diverse array of mobilisation and transfer mechanisms, contingent on the specific occurrence. It is evident that, despite their rarity, exceptional floods are responsible for the majority of annual solid exports.

Finally, the employment of the USLE model in GIS has facilitated the identification of the most vulnerable areas of the basin, thereby providing concrete tools to guide soil conservation actions and limit dam siltation. Two bathymetric surveys (conducted in 2003 and 2019) show a gradual and accelerating siltation process, reducing its capacity from 110 to 102.03 Hm³.

Keywords: Oued Isser · Algeria · Sediment transport · Suspended matter · Floods · Hysteresis · Water erosion · USLE · GIS ·

ملخص

يتناول هذا العمل دراسة نقل الرواسب العالقة في حوض وادي إيسر، الذي تبلغ مساحته 1140 كم²، ويتحكم في مصبه سد الازدهار بسيدي عبد لي. وقد شكّلت بيانات التدفقات السائلة وتراكيز المواد العالقة، التي جمعتها الوكالة الوطنية للموارد المائية (ANRH) خلال الفترة الممتدة من 1987 إلى 2011، الركيزة الأساسية لهذا البحث كشفت النتائج المتحصل عليها عن ديناميكية رسوبية مستمرة، إذ بلغ متوسط الإنتاج السنوي للرواسب 173,637 طناً، مع طبقة جريان مقدارها 29.39 ملم ودرجة تدهور نوعية تصل إلى 152.31 ط.كم²-سنة¹. وتعكس هذه القيم مستوى تعرية متوسطاً إلى مرتفع، وهو ما يُميّز الأحواض المتوسطة شبه الجافة المعرضة لأمطار غزيرة وغير منتظمة.

ولفهم ديناميكية نقل الرواسب بشكل أعمق، قمنا بتحليل مجموعة من 56 حدثاً فيضانياً، مما أتاح لنا وضع علاقة قانون أسي بين التدفقات الصلبة والسائلة. وقد كشف تحليل حلقات الهيستريزيس عن آليات متنوعة تحكم تعبئة الرواسب ونقلها. ويتضح جلياً أن الفيضانات الاستثنائية، رغم ندرتها، تتحمل المسؤولية الكبرى عن الصادرات الرسوبية السنوية.

وأخيراً، أُنحت خرائط مخاطر التعرية المُنجزة باستخدام نموذج USLE ضمن بيئة نظم المعلومات الجغرافية تحديد المناطق الأكثر هشاشة في الحوض، مما يوفر أدوات علمية عملية لتوجيه جهود الحفاظ على التربة والحد من تظمي السد. تشير دراستان لقياس الأعماق (2003 و2019) إلى حدوث انجراف ترابي تدريجي ومتسارع، مما أدى إلى انخفاض سعة الخزان من 110 إلى 102,03 هم³

الكلمات المفتاحية: وادي إيسر · الجزائر · النقل الصلب · المواد العالقة · الفيضانات · الهيستريزيس · التعرية المائية · USLE · نظم المعلومات الجغرافية .

Liste des figures

Figure 1 : Dégradation des sols d'origine anthropique (Ouillon, 2011).	9
Figure 2 : Répartition géographique des taux de piégeage des sédiments retenus dans les grands barrages [Vörösmarty et al 2003]	11
Figure 3 : Flux de sédiments spécifiques (t/km ² /an) d'après modélisation empirique [Ludwig et Probst 1998]	13
Figure 4 : Processus de l'érosion hydrique (Cheggour, 2008).	15
Figure 5: Le diagramme de Hjulström (Roose et al., 2010).	16
Figure 6 : Schématisation de la dégradation par gonflement différentiel (Sulistyo, 2016).	17
Figure 7 : Forme d'érosion et ruissellement diffus et concentrés avec incision des talwegs (Le Bissonnais et al., 2002)	19
Figure 8 : Effet d'une goutte de pluie (effet splash) (Bouhadeb, 2019).	23
Figure 9 : L'érosion en nappe (Julien, 2010).	24
Figure 10 : Les formes d'érosion hydrique présente dans la région d'étude (Saouli ; Février 2026).	26
Figure 11 : Photo d'érosion en masse.	27
Figure 12 : Différentes formes d'érosion en masse (Roose and De Noni, 2004).	29
Figure 13 : Les formes et mécanismes de transport solide. (Modeste Meliho 2016).	35
Figure 14 : (a) situation géographique du bassin versant de l'Oued Isser ; (b) bassin versant de la Tafna et le bassin versant de l'Oued Isser ; (c) carte du bassin de l'Oued Isser.	46
Figure 15 : Extrait de la carte lithologique de la région de TLEMCEEN, novembre 1973 (Échelle : 1/100000). (Chikh. 2021)	53
Figure 16 : La courbe hypsométrique	58
Figure 17 : Histogrammes des fréquences altimétriques du bassin versant du barrage EL IZDIHAR	58
Figure 18 : Carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Isser	60
Figure 19 : Carte de pentes du bassin versant d'Oued Isser	63
Figure 20 : La carte de la classification des talwegs selon Strahler	65
Figure 21 : Carte des précipitations moyennes annuelles dans le bassin d'oued Isser (1970 - 2011)	72
Figure 22 : Variabilité interannuelle de la pluviométrie au niveau de la station du barrage El Izdihar durant (1987-2011).	73
Figure 23 : Répartition des précipitations moyennes mensuelles à la station du barrage El-Izdihar sur oued Isser (1987/2011)	74
Figure 24 : Variations saisonnières des précipitations à la station du barrage d'El Izdihar sur oued Isser (1987-2011)	75
Figure 25 : Indice de précipitation standardisé au cours de la période (1987-2011) dans les stations du bassin versant de l'oued Isser.	77
Figure 26 : Évolution de la température moyenne annuelle à la station de Sidi Aïssa (1987–2011)	78
Figure 27 : Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Sidi Aïssa (1987–2011).	79
Figure 28 : Variation des températures mensuelles (moyennes, maximales et minimales) à la station de Sidi Aïssa (1987–2011).	79
Figure 29 : Variations saisonnières des températures à la station de Sidi Aïssa (1987–2011)	80
Figure 30 : Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.	82
Figure 31 : Abaque de Martonne (1923).	84
Figure 32 : Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen	86
Figure 33 : Diagramme d'emberger de la station étudier	87
Figure 34 : Abaque de Wundt modifié par COUTAGNE de la station étudier.	91
Figure 35 : variations interannuelles des débits de l'oued Isser à la station sidi Aïssa (1970/71-2013/14)	95
Figure 36 : Ajustement des débits moyens annuels à une loi Gamma.	100
Figure 37 : variations des débits moyen mensuelle de l'oued Isser à la station sidi Aïssa	101
Figure 38 : Répartition saisonnière des débits de l'oued Isser à la station sidi Aïssa	101
Figure 39 : Variation des paramètres statistiques des débits mensuels de l'oued Isser à la station de sidi Aïssa	102
Figure 40 : Coefficients de variation mensuels des débits de l'oued Isser (1970-2014)	103

Figure 41 : Ajustement graphique des lames d'eau écoulées à la loi log normal.....	105
Figure 42 : Corrélation Pluie-Débit annuelle à oued Isser (1987-2011).....	106
Figure 43 : Relation entre débits solides et les débits liquides instantanés (1987-2011).	114
Figure 44 : Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés (1987-2011) années hydrologiques.....	116
Figure 45 : Variation interannuelle des apports solides du bassin versant d'oued Isser (1987-2011).	117
Figure 46 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides.....	118
Figure 47 : Répartition saisonnière des apports solides et liquides.....	118
Figure 48 : Répartition interannuelle des apports liquides et solides d'oued Isser pour les années sèches et les années humides	120
Figure 49 : Répartition saisonnière des crues d'oued Isser (1987-2011).....	126
Figure 50 : Classes d'hystérésis observées entre la concentration en MES et le débit liquide.....	131
Figure 51 : Relations entre concentration- débit liquide pour la période allant de 1987 à 2011 du bassin versant d'Isser.	131
Figure 52 : Variations temporelles des concentrations en MES et des débits liquides pour des crues représentatives, accompagnées des courbes C-Q illustrant le sens de l'hystérésis (dextre ou senestre).	134
Figure 53 : Représentation de l'équation USLE	143
Figure 54 : Organigramme méthodologique de mise en œuvre de l'équation universelle de perte en sol (USLE) appliquée au bassin versant d'oued Isser.....	145
Figure 55 : la carte d'érosivité du bassin versant d'oued Isser.	148
Figure 56 : Carte d'érodibilité du bassin versant d'oued Isser.	150
Figure 57 : Carte du facteur LS du bassin versant d'oued Isser.	153
Figure 58 : Carte du couvert végétal du bassin versant d'oued Isser.	156
Figure 59 : Carte du facteur P -Pratiques anti-érosives.....	157
Figure 60 : Carte des pertes de sol potentielles dans le bassin versant d'Isser	159
Figure 61 : Dépôt de vase (Remini,2003).	164
Figure 62 : Localisation des principaux barrages du Nord algérien.	165
Figure 63 : Organigramme des mécanismes de sédimentation dans les retenues	181

Liste des tableaux

Tableau 1 : Résumé des ordres de grandeur	10
Tableau 2 : surfaces, flux liquides et solides des fleuves majeurs à travers les cinq continents du monde (Milliman et Meade, 1983 ; Walling et Fang, 2003, Syvitski et al., 2005 ; Meade et Moody, 2010)	12
Tableau 3 : Valeurs de α en fonction de la perméabilité.	40
Tableau 4 : La répartition de la surface de chaque wilaya dans le bassin versant.	46
Tableau 5 : Répartition altimétrique du bassin versant contrôlé par le barrage El Izdihar.....	57
Tableau 6 : Calcul de l'altitude moyenne du bassin versant contrôlé par le barrage El Izdihar.....	59
Tableau 7 : Altitudes caractéristiques du bassin versant du barrage El Izdihar.....	60
Tableau 8 : Classification de l'ORSTOM des reliefs à partir de l'indice de pente (Ig).	61
Tableau 9 : Classification de l'ORSTOM des reliefs à partir de la dénivelée spécifique (Ds).	64
Tableau 10 : Classification des talwegs selon Strahler.	65
Tableau 11 : Rapport de bifurcation (Rb).	66
Tableau 12 : Rapport de longueur (RL).	67
Tableau 13 : Classification de la densité de drainage et caractéristiques hydrologiques associées	68
Tableau 14 : Caractéristiques des stations Pluviométriques.....	71
Tableau 15 : Valeurs des précipitations moyennes mensuelles, minimales et maximales à la station du barrage El-Izdihar sur oued Isser (1987/2011)	73
Tableau 16: Répartition des précipitations saisonnières à la station du barrage d'El Izdihar.....	74
Tableau 17 : Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI	76
Tableau 18 : Valeurs des Températures annuelles dans l'oued Isser à Sidi Aïssa (1987–2011).....	78
Tableau 19 : Températures moyennes mensuelles à la station de Sidi Aïssa (1987–2011)	79
Tableau 20 : Caractérisation des paramètres des précipitations de la station d'Isser	82
Tableau 21 : calcul du χ^2	83
Tableau 22 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.....	83
Tableau 23 : Classification climatique selon l'indice de De Martonne (1923).....	84
Tableau 24 : Valeurs de l'indice mensuel de De Martonne de la station météorologique.	85
Tableau 25 : Valeurs moyennes mensuelles des précipitations et des températures	86
Tableau 26 : Résultats des calculs de l'ETP, selon Thornthwaite	89
Tableau 27 : Bilan hydrologique calculé par la méthode de Thornthwaite.....	90
Tableau 28 : Comparaison des résultats obtenu	91
Tableau 29 : Débits moyens annuels et hydraulité d'oued Isser à Sidi Aïssa	94
Tableau 30: Débits spécifiques et lames d'eau écoulées.....	95
Tableau 31: Modules caractéristiques pour différentes périodes de retour.	99
Tableau 32 : Tests d'adéquation statistique de l'ajustement à la loi de Gamma.....	99
Tableau 33 : Caractérisation des paramètres des lame d'eau écoulées de la station d'Isser	103
Tableau 34 : Paramètres pour la loi log-normale de la station de sidi Aïssa	104
Tableau 35 : Estimation des volumes d'eau écoulés associés à différentes périodes de retour	105
Tableau 36 : Paramètres de a et b pour de quelques bassins du Nord-Ouest Algérien.	115
Tableau 37 : Relations entre débits solides et débits liquides (1987-2011)	117
Tableau 38 : Caractéristiques des crues recensées à l'oued Isser à sidi Aïssa	127
Tableau 39 : Volume des crues de bassin Isser (1987-2011).....	138
Tableau 40 : Paramètres morphométriques et agressivité des pluies dans le bassin versant -synthèse des stations de mesure	147
Tableau 41 : Synthèse récapitulative des données d'envasement des barrages du bassin de la Tafna	167
Tableau 42: Scénario de référence taux d'envasement : 0,257 Hm ³ /an	174
Tableau 43 : Synthèse des données d'envasement pour le barrage El Izdihar	176

Liste des photos

Photo 1 : Barrage d'EL IZDIHAR le 13/09/2025 (Saouli ;2025).....	47
Photo 2 : Image satellitaire du barrage El Izdihar le 02/03/2026 (Saouli ;2026).....	47
Photo 3 : Digue et galerie du barrage d'El Izdihar-Tlemcen.....	169
Photo 4 : Tour de prise d'eau du barrage.....	170
Photo 5 : Evacuateur de crue	170
Photo 6 : Vidange de Fond	171
Photo 7 : Vannes plane de type Wey (DN 400)	172
Photo 8 : Vues du réservoir du barrage de Sid Abdelli : érosion des berges et sédimentation lors du levé bathymétrique de 2019.....	173
Photo 9 : Ecoulement concentré qui traverse la bande enherbée.....	181
Photo 10 : Techniques de dévasement.....	182
Photo 11 : Soutirage des courants de densité	183
Photo 12 : Évacuation par vannes de fond.....	183
Photo 13 : dragage mécanique	184
Photo 14 : Surélévation de l'ouvrage	184
Photo 15 : Chasse hydraulique	185

Table des matières

<i>Dédicaces</i>	<i>ii</i>
<i>Remerciements</i>	<i>iii</i>
RESUME	iv
Liste des figures	vi
Liste des tableaux	viii
Liste des photos	ix
Table des matières	x
Liste des abréviations	1
Introduction Générale	1
Chapitre 1 :	6
Cadre Général et État de L’art	6
1. Changement climatique et Hydrosystèmes	7
1.1. Définition et grands mécanismes	7
1.2. Impact sur l’hydrologie des bassins versants	8
1.3. Flux des sédiments et dégradation des terres à l’échelle mondiale	8
1.3.1. Facteurs de contrôle naturels et anthropique	8
1.3.2. Bilans globaux des flux de sédiments	12
2. Facteurs, processus et mécanismes de l’érosion hydrique	14
2.1. Généralité.....	14
2.2. L’érosion et le Transport Solide.....	15
2.2.1. Processus et mécanisme de l’érosion hydrique.....	15
2.2.1.1. Le détachement	16
2.2.1.2. Le gonflement différentiel	17
2.2.1.3. La dispersion physico-chimique	17
2.2.1.4. Le transport.....	18
2.2.1.5. Le ruissellement diffus et concentré.....	19
2.2.1.6. La sédimentation	19
2.2.2. Erosion hydrique.....	20
2.2.2.1. Facteurs de l’érosion hydrique	20
2.2.2.2. Forme d’érosion hydrique.....	22
2.3. Effets du changement climatique sur l’érosion.....	29
2.4. Méthodes d'estimation de l'érosion	30
2.5. Historique sur le transport solide, crue, et envasement des barrages.	32
2.5.1. Variabilité hydrosédimentaire et réponse des bassins versants aux forçages climatiques	32
2.5.2. Crues extrêmes, hystérésis et changement climatique	32
2.5.3. Saisonnalité, état des sols et vulnérabilité climatique	33
2.5.4. Modélisation statistique face à la non-stationnarité climatique	33
2.5.5. Envasement des barrages et implications climatiques	33
2.5.6. Vers des approches intégrées et adaptatives	33
2.5.7. Positionnement précis de la thèse.....	34
2.6. Définition du Transport Solide	34

2.6.1.	Le Transport Par Charriage	34
2.6.2.	Le Transport Par Suspension	35
2.7.	Techniques et modèles de prévision du transport solide	35
2.7.1.	Mesures de terrain	35
2.7.1.1.	L'étude des débits solides	36
2.7.1.2.	Parcelles expérimentales	36
2.7.1.3.	Les levés bathymétriques	36
2.7.1.4.	Les mesures topographiques	37
2.7.2.	La Télédétection	37
2.7.3.	La modélisation.....	37
2.7.3.1.	Les modèles empiriques	38
2.7.3.2.	Les modèles déterministes (physiques).....	38
2.7.4.	Traçage des sources de sédiments	39
2.7.5.	Formules empiriques	39
2.7.5.1.	Formule de Cavitovic.....	39
2.7.5.2.	Formule de la Sogréah	39
2.7.5.3.	Formule de Tixeront.....	40
2.7.5.4.	Formule de Fournier	40
2.7.5.5.	Formule de l'ANRH.....	40
2.7.5.6.	Modèle puissance débit liquide/débit solide.....	41
2.7.5.7.	Formule de Ludwig et Probst	41
2.7.5.8.	Formule de Meyer et Wischmeier	42
3.	Synthèse des connaissances	42
Chapitre 2 :		44
Présentation de la Zone D'étude		44
1.	Contexte géographique	45
1.1.	Situation géographique du bassin versant de l'Oued Isser	45
1.2.	Situation administrative	46
1.3.	Présentation du barrage El Izdihar	46
1.4.	Caractéristiques du barrage El Izdihar.....	47
2.	Contexte géo-structural.....	48
2.1.	Cadre structural.....	48
2.2.	Lithostratigraphie du bassin de l'Oued Isser	48
2.2.1.	Le Trias	49
2.2.2.	Le Jurassique.....	49
2.2.3.	Le Crétacé	50
2.2.4.	Les formations du Tertiaire (Miocène)	50
2.2.5.	Les formations du Plio-Quaternaire.....	50
2.2.6.	Les formations quaternaires	51
3.	Contexte hydrogéologique	54
3.1.	Aquifères karstiques du Jurassique-Crétacé	54
3.2.	Les aquifères alluviaux du Plio-Quaternaire.....	54
4.	Aspect géomorphologique.....	54
4.1.	Caractéristiques morphométriques	54
4.1.1.	Caractéristiques géométriques et indices de forme.....	54
4.1.1.1.	Superficie et périmètre du bassin	54
4.1.1.2.	Indice de compacité de Gravelius (Kc).....	54
4.1.1.3.	Rectangle équivalent	55

4.1.1.4.	Coefficient de forme de Horton (Ff)	56
4.1.2.	Caractéristiques du relief	56
4.1.2.1.	Répartition altimétrique	56
4.1.2.2.	Courbe hypsométrique	57
4.1.3.	Altitudes caractéristiques	59
4.1.3.1.	Altitude maximale et minimale	59
4.1.3.2.	Altitude moyenne	59
4.1.2.3.	L'altitude médiane (H50%), H5 % et H95 % et la plus fréquente	60
4.1.4.	Indice de pente	61
4.1.4.1.	Indice de pente globale (lg)	61
4.1.4.2.	Pente moyenne du bassin	61
4.1.4.3.	Dénivelée spécifique et classification du relief	63
4.2.	Caractéristiques hydrographiques	64
4.2.1.	Organisation du réseau hydrographique	64
4.2.2.	Hiérarchisation selon la classification de Strahler	64
4.2.3.	Rapports caractéristiques du réseau	66
4.2.3.1.	Rapport de bifurcation (Rb)	66
4.2.3.2.	Rapport de longueur (RL)	67
4.2.4.	Densité de drainage	68
Chapitre 3 :		69
Hydrologie et Climat de la Région D'étude		69
1. Contexte hydro-Climatique		70
1.1.	Introduction	70
1.2.	Etude des Précipitation dans le bassin d'oued Isser	70
1.2.1.	Répartition spatiale des précipitations dans le bassin d'oued Isser	70
1.2.2.	Etude de la variabilité interannuelle des précipitations au niveau de la station pluviométrique du barrage d'El Izdihar	72
1.2.3.	Les précipitations mensuelles	73
1.2.4.	Les précipitations saisonnières	74
1.2.5.	L'indice de précipitation standardisé SPI	75
1.2.5.1.	Méthode de calcul du SPI	75
1.2.5.2.	Résultat et Analyse du SPI dans le bassin d'oued Isser	76
1.3.	Etude des températures	77
1.3.1.	Températures moyennes annuelles	77
1.3.2.	Températures moyennes mensuelles	78
1.3.3.	Températures moyennes saisonnières	80
2. Etude statistique des données hydropluviométriques		80
2.1.	Ajustement des données pluviométriques à une loi statistique	81
2.1.1.	Ajustement par la loi normale	82
3. Contexte bioclimatique du bassin d'oued Isser		83
3.1.	Indice d'aridité annuel de Martonne	83
3.2.	Indices d'aridité mensuelle (i)	85
3.3.	Diagramme ombrothermique	85
3.4.	Diagramme d'Emberger	87
3.5.	Indice de Stewart (Q ₃)	88
3.6.	Autres caractéristiques climatiques	88
3.6.1.	Évapotranspiration	88
3.6.1.1.	Évapotranspiration potentielle	88
3.6.1.2.	L'évapotranspiration réelle (ETR)	89

3.6.1.3.	Lame d'eau ruisselée	92
3.6.1.4.	Lame d'eau infiltrée	92
4.	Comportement hydrométrique.....	92
4.1.	Variations spatio-temporelles des débits moyens	93
4.1.1.	Variations des débits annuels moyens bruts (m^3/s) :	93
4.1.2.	Variations des débits annuels moyens spécifiques ($l/s/km^2$) :	95
4.1.3.	L'irrégularité inter annuelle des modules et leur répartition statistique	96
4.1.3.1.	L'hydraulicité.....	96
4.2.	Etude statistique des modules	96
4.2.1.	Mise en évidence de l'irrégularité des débits annuels	96
4.2.2.	Ajustement à la loi Log-Normale	97
4.2.3.	Insuffisances du modèle Log-Normal et recours à la loi Gamma	97
4.2.4.	Choix de la loi statistique.....	97
4.2.5.	Validation statistique de l'ajustement.....	99
4.3.	Variations mensuelles des débits moyens	100
4.4.	Variations saisonnières des débits moyens.....	101
4.5.	Analyse de la variabilité temporelle des débits de l'oued Isser (1970-2014).....	102
4.5.1.	Analyse statistique et temporelle.....	102
4.5.2.	Coefficient de variation	103
4.5.3.	Appréciation de la compatibilité des séries d'écoulement avec les lois statistiques usuelles 103	
4.5.4.	Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à la loi log normal	104
4.5.5.	Relation Pluie-Débit (Corrélation annuelle) :	105
5.	Conclusion	106
Chapitre 4 : Estimation du Transport Solide.....		108
1.	Introduction.....	109
2.	Traitement de données et évaluation des charges en suspension	111
2.1.	Concentration des matières en suspension	111
2.2.	Modélisation débits solides-débits liquides :	113
2.2.1.	Echelle instantanée (Série entière).....	113
2.2.2.	Echelle saisonnière :	115
2.3.	Bilan des apports solides	117
2.3.1.	Echelle interannuelle	117
2.3.2.	Répartition saisonnière des apports solides et des apports liquides	118
2.4.	Années sèches et années humides.....	119
2.5.	Quantification de la dégradation spécifique interannuelle dans le bassin versant d'oued Isser 120	
3.	Etude des crues	122
3.1.	Introduction	122
3.2.	Critères de sélection des crues.....	123
3.3.	Analyse de la répartition saisonnière.....	125
3.4.	Puissance des crues.....	126
3.5.	Rapport débit de pointe / débit moyen journalier maximal	126
3.6.	Relation concentration-débit liquide	128
3.7.	Hystérésis	129
4.	Résultats et discussions	131
4.1.	Relations concentration-débit liquide et débit solide-débit liquide	131
4.2.	Analyse des événements crues et les courbes hystérésis	132
4.3.	Dynamique hydro-sédimentaire et variabilité des apports liquides et solides.....	136

4.4.	Apports des crues.....	137
5.	Conclusion	140
Chapitre 5 : Cartographie et calcul de l'érosion hydrique (USLE).....		141
1.	Introduction.....	142
2.	Objectifs	142
3.	Méthodes	142
3.1.	Préparation et Traitement Géomatique des Données USLE	144
3.2.	Quantification et Spatialisation de l'Érosion hydrique.....	146
3.2.1.	Indice d'érosivité potentielle des précipitations (R) :.....	146
3.2.2.	L'érodibilité du sol (K)	148
3.2.3.	Le facteur topographique (LS)	151
3.2.4.	Couvert végétal C.....	154
3.2.5.	Facteur P : Pratiques anti-érosives	156
4.	Résultat et Discussion.....	157
5.	Conclusion	159
Chapitre 6 : Contexte Général de L'envasement en Algérie et cas du Barrage d'El Izdihar		161
1.	Introduction.....	162
2.	Historique	162
3.	Envasement des barrages	163
3.1.	Définition.....	163
3.2.	Problématique de l'envasement	163
3.3.	Envasement des barrages en Algérie	164
4.	Le barrage El Izdihar à Sidi Abdelli :.....	168
4.1.	Description du barrage de sidi-abdelli et ces ouvrages annexe	168
4.1.1.	Digue :.....	168
4.1.2.	Tour de prise d'eau et vidange de fond :	169
4.1.3.	Evacuateur de crue :	170
4.1.4.	Equipement hydromécanique :	171
4.2.	Levé Bathymétrique au niveau du barrage d'Isse.....	172
4.2.1.	Acquisition des données	172
4.2.2.	Résultat :.....	173
4.3.	Évolution de l'envasement du barrage El Izdihar	173
4.4.	Projections de l'envasement du barrage El Izdihar (2019-2025)	174
4.5.	Liaison entre les processus érosifs et la dynamique d'envasement.....	176
4.6.	Stratégies de lutte contre l'envasement	177
4.6.1.	Actions préventives sur la protection des sols contre l'érosion	178
4.6.1.1.	Diminution de l'impact des gouttes d'eau (l'effet Splash).....	178
4.6.1.2.	Amélioration de la capacité d'infiltration du sol	179
4.6.1.3.	Consolidation du sol	179
4.6.1.4.	Limiter le travail excessif du sol	180
4.6.1.5.	Minimiser la concentration des eaux.....	180
4.6.1.6.	Les aménagements hydrauliques	180
4.6.2.	Moyens de lutte contre l'envasement utilisés en Algérie	181
4.6.2.1.	Aménagement des bassins versants	182
4.6.2.2.	Techniques de dévasement	182
4.6.2.3.	Soutirage des courants de densité.....	182

4.6.2.4.	Évacuation par vannes de fond	183
4.6.2.5.	Dragage mécanique	183
4.6.2.6.	Surélévation de l'ouvrage	184
4.6.2.7.	Chasses hydrauliques	184
4.7.	Impacts du changement climatique sur la dynamique érosive des bassins versants	185
4.7.1.	Influence du changement climatique sur la dynamique érosive	185
4.7.2.	Impact sur les nappes phréatiques côtières	185
4.7.3.	Pérennité socio-économique des infrastructures hydrauliques	186
5.	Perspectives pour la Tafna et la protection des barrages	186
5.1.	Perspectives scientifiques et techniques	187
5.1.1.	Suivi en temps réel de l'envasement	187
5.1.2.	Perspectives environnementales et écologiques	190
5.1.2.1.	Restauration écologique du bassin versant	190
5.1.2.2.	Impact du changement climatique	191
5.1.3.	Perspectives socio-économiques et institutionnelles.....	191
5.1.3.1.	Implication des populations locales : de l'information à la participation	191
5.1.3.2.	Renforcement de la gouvernance de l'eau à l'échelle du bassin	192
5.1.3.3.	Développement d'une économie locale autour de la préservation de l'eau	193
5.2.	Perspectives méthodologiques pour la recherche future	194
5.2.1.	Adoption d'une approche plus intégrée et interdisciplinaire	194
5.2.2.	Élargissement de l'échelle d'analyse	195
5.2.3.	Capitalisation et diffusion des connaissances	196
6.	Synthèse et Discussions	197
Conclusion générale	202	
6.1.	Sur le plan morphométrique	203
6.2.	Pluviométrie, écoulement de surface et climatologie	204
6.3.	Transport solide modélisation, crues et cartographie	204
6.4.	Perspectives	205
Bibliographie	208	
A	209	
B	210	
C	212	
D	214	
E	215	
F.....	215	
G.....	216	
H.....	218	
I	218	
J.....	219	
K.....	219	
L	220	
M	220	
N	222	

P	223
R	224
S	225
T	226
U	227
V	227
W	228
X	228
Y	229
Z	229

Liste des abréviations

AGNPS : Agricultural Non-Point Source Pollution Model

AL : Apport Liquide

ANBT : Agence Nationale des Barrages et Transferts

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

ANSWERS : Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation

AS : Apport Solide

Ass : Apport solide spécifique (dégradation spécifique)

CDTA : Centre de Développement des Technologies Avancées

CT : Coefficient de Torrentialité

Cv : Coefficient de variation

Cs : Coefficient d'asymétrie (skewness)

Dd : Densité de drainage

DHW : Direction de l'Hydraulique de la Wilaya

DRS : Défense et Restauration des Sols

Ds : Dénivelée spécifique

ETP : Évapotranspiration Potentielle

ETR : Évapotranspiration Réelle

EUROSEM : European Soil Erosion Model

FAO : Food and Agriculture Organization (Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture)

GCES : Gestion Conservatoire des Eaux, de la Biomasse et de la Fertilité des Sols

GCM/RCM : Global Climate Model / Regional Climate Model

GIEC (IPCC) : Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

GOODD : Global geOreferenced Database of Dams

GPS : Global Positioning System

Hm³ / Mm³ : Hectomètre cube / Million de mètres cubes

ICOLD : International Commission on Large Dams

Ig : Indice de pente globale

IL : Indice Lithologique

INRAA : Institut National de la Recherche Agronomique d'Algérie

IP : Indice Pluviométrique

K : Facteur d'érodibilité du sol (USLE)

Kc : Indice de compacité de Gravelius

KINEROS : Kinematic Runoff and Erosion Model

LEM : Laboratoire d'Études Marines

LISEM : Limburg Soil Erosion Model

LS : Facteur topographique (longueur et inclinaison de pente – USLE)

MES : Matières En Suspension

MNT : Modèle Numérique de Terrain

MUSLE : Modified Universal Soil Loss Equation

ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

P : Facteur des pratiques anti-érosives (USLE)

PHE : Plus Hautes Eaux

PISA : Previsioni Interimento Serbatoi Artificiali

QL : Débit Liquide

QS : Débit Solide

R : Facteur d'érosivité des précipitations (USLE)

Rb : Rapport de bifurcation

RCP : Representative Concentration Pathways

RL : Rapport de longueur

RN : Retenue Normale

RTK : Real Time Kinematic

RUSLE : Revised Universal Soil Loss Equation

SIG : Système d'Information Géographique

SPI : Standardized Precipitation Index (Indice de Précipitation Standardisé)

SSP : Shared Socioeconomic Pathways

SWAT : Soil and Water Assessment Tool

USLE : Universal Soil Loss Equation (Équation Universelle de Perte en Sol)

WEPP : Water Erosion Prediction Project

Introduction Générale

À l'ère des transformations environnementales globales, l'eau s'impose comme le marqueur le plus éloquent des mutations que connaît notre planète. Cette ressource fondamentale, qui a structuré le développement des sociétés humaines depuis leurs origines, se trouve aujourd'hui au cœur d'une crise aux multiples facettes. Les dérèglements climatiques actuels ne se limitent pas à des ajustements marginaux de quelques indicateurs météorologiques ; ils reconfigurent en profondeur la distribution spatiale et temporelle de l'eau à l'échelle planétaire, perturbant des cycles hydrologiques millénaires et plaçant l'humanité face à des enjeux sans précédent (Vörösmarty et al., 2000).

L'analyse des évolutions en cours révèle une réalité préoccupante : les systèmes hydriques considérés jusqu'alors comme relativement stables manifestent une vulnérabilité insoupçonnée. Certains territoires subissent des épisodes de sécheresse se prolongeant sur plusieurs années successives, tandis que d'autres font face à des événements pluvieux d'une intensité exceptionnelle, capables de déverser en quelques heures des quantités d'eau considérables. Au-delà de ces manifestations extrêmes, c'est l'ensemble de la prévisibilité saisonnière des précipitations qui se désagrège, plongeant les acteurs agricoles et les gestionnaires des ressources hydriques dans une incertitude chronique (IPCC, 2021). Cette amplification de la variabilité hydro-climatique fragilise non seulement les équilibres écosystémiques, mais compromet également les piliers de nos sociétés : sécurité alimentaire, accès à l'eau potable et stabilité économique (Schewe et al., 2014).

Les investigations scientifiques conduites au cours des récentes décennies documentent une dégradation progressive des disponibilités hydriques mondiales. Les projections indiquent que, si les tendances actuelles se poursuivent, une fraction importante de la population mondiale pourrait être confrontée à un stress hydrique critique avant 2050. Toutefois, ces estimations à grande échelle masquent une hétérogénéité spatiale considérable. Certaines régions, en raison de leurs particularités géographiques et climatiques, présentent d'ores et déjà une vulnérabilité marquée et constituent des territoires d'observation privilégiés de ces transformations.

Les recherches sur le changement climatique occupent une position centrale dans l'agenda scientifique international depuis plusieurs décennies. De nombreux travaux ont permis de caractériser l'évolution du système climatique et d'identifier les mécanismes sous-jacents aux modifications constatées (Krepper et al., 2003 ; Hobbins et al., 2004 ; Groisman et al., 2005 ; Brohan et al., 2006 ; Solomon et al., 2007 ; Lespinas, 2008 ; Loehle et Scafetta, 2011). Ces études convergent vers la mise en évidence d'une augmentation généralisée des températures, conjuguée à une régression de l'enneigement, une montée du niveau océanique moyen et une raréfaction des ressources hydriques dans de nombreuses régions, comme l'ont synthétisé les rapports successifs du GIEC (2007).

Le bassin méditerranéen incarne de manière exemplaire cette vulnérabilité climatique exacerbée. Située à l'interface entre les influences climatiques tempérées européennes et les domaines arides africains, cette région subit avec une acuité particulière l'amplification du réchauffement planétaire (Giorgi, 2006 ; Cramer et al., 2018). Parmi l'ensemble des pays riverains de la Méditerranée, l'Algérie se trouve dans une situation particulièrement critique. Le territoire algérien présente structurellement un déséquilibre prononcé entre les besoins

hydriques et les ressources mobilisables, avec une dotation moyenne par habitant nettement inférieure au seuil de rareté défini par les Nations Unies.

Le sol, écosystème vivant et support essentiel de la production agricole terrestre, représente une ressource dont la pérennité s'évalue à travers les pertes annuelles, l'épaisseur disponible et le maintien de la fertilité (Boughalem, 2013 ; Elwell et Stocking, 1984). L'érosion hydrique constitue aujourd'hui une menace majeure, dont l'intensité s'accroît sous l'effet des modifications climatiques (Melalih, 2012). Alors que seulement 22 % des terres émergées mondiales présentent un potentiel agricole (Kanwar, 1982) et que 25 millions d'hectares sont dégradés en Europe (De Ploey, 1990), l'Algérie connaît une situation alarmante : 45 % de ses terres fertiles sont affectées par des processus de dégradation et six millions d'hectares subissent une érosion active, particulièrement prononcée dans les zones de relief (ministère de l'Environnement, 2000 ; Touaibia, 2010).

L'érosion hydrique et le transport solide constituent des processus naturels omniprésents qui régissent l'évolution morphologique des bassins versants. Le déplacement des sédiments, qu'il s'effectue en suspension ou par charriage, dépend des caractéristiques hydrauliques, de la topographie, de la nature géologique et de la couverture végétale. Ces mécanismes revêtent un caractère critique dans les environnements semi-arides, où la fragilité pédologique, associée à des précipitations intenses mais irrégulières, amplifie les pertes en sol et accroît la charge sédimentaire des cours d'eau (Touaibia, 2000). Dans ces régions méditerranéennes et semi-arides, le ruissellement de surface représente le vecteur principal de dégradation (Heush, 1970 ; Meddi, 1992 ; Megnounif et al., 2003, 2007, 2013), imposant une approche de gestion intégrée à l'échelle des bassins versants.

En Algérie, plus de 13 millions d'hectares sont affectés par l'érosion, avec des pertes annuelles estimées à près de 400 000 ha de terres arables, soulignant la vulnérabilité des ressources en sols et en eau face à l'évolution climatique et anthropique (Ministère de la Transformation Numérique).

Les travaux de modélisation récents confirment que l'influence des changements climatiques sur les processus érosifs se traduit par une augmentation substantielle de la production sédimentaire et de la charge solide transportée par les réseaux hydrographiques. Des simulations conduites sur divers bassins montrent une élévation du volume érodé de 4 à 25 % et du rendement sédimentaire de 8 à 65 % selon certains scénarios climatiques futurs comparativement aux conditions de référence (Chen et al., 2020). Le GIEC souligne également que l'intensification des précipitations extrêmes est susceptible d'accroître le transport de matières solides vers les réservoirs en raison de l'amplification de l'érosion dans les bassins versants.

Les ouvrages de retenue d'eau représentent un pilier fondamental de la sécurité hydrique dans les régions méditerranéennes et semi-arides, assurant des fonctions essentielles en matière d'irrigation agricole, d'approvisionnement en eau potable des populations et de production hydroélectrique. Toutefois, l'efficacité de ces infrastructures se trouve menacée par le processus d'envasement, caractérisé par une accumulation continue de sédiments qui érode progressivement leur capacité de stockage. Les observations conduites sur plusieurs barrages

d'Afrique du Nord révèlent que cette perte de capacité peut s'élever à 2 à 3 % par an, réduisant considérablement l'espérance de vie fonctionnelle de ces ouvrages (Nichane et Khelil, 2015).

En Algérie, une proportion importante des barrages existants présente des signes avancés d'envasement, avec au moins 14 ouvrages sévèrement affectés parmi la soixantaine en exploitation. Ce processus compromet l'efficacité de ces infrastructures dans un contexte marqué par une demande hydrique croissante et des ressources soumises à de multiples pressions climatiques et anthropiques.

Dans ce contexte, le bassin versant de l'Isser, localisé en zone semi-aride du nord-ouest algérien, a été sélectionné comme site d'investigation. L'oued Isser, son cours d'eau principal, prend sa source à Ain Isser au sud d'Ouled Mimoun et s'écoule sur un gradient altitudinal remarquable, depuis son point culminant à 1 600 mètres d'altitude jusqu'au barrage d'El Izdihar situé à 400 mètres, qui constitue le point de contrôle délimitant l'unité hydrologique étudiée.

Le bassin de l'oued Isser se caractérise par des conditions climatiques semi-arides sensibles aux fluctuations interannuelles des précipitations et aux événements pluviométriques extrêmes. L'absence d'études exhaustives intégrant conjointement les effets du changement climatique, l'érosion des sols, le transport solide et l'envasement dans ce bassin limite la capacité à anticiper et à gérer durablement ces phénomènes. L'intégration de données climatiques, hydrologiques et sédimentologiques, couplée à la modélisation à l'échelle du bassin versant, s'avère nécessaire pour appréhender les interactions complexes entre ces processus dans un contexte de changement global.

Malgré l'abondante littérature consacrée aux processus d'érosion et de sédimentation à l'échelle globale, des lacunes méthodologiques significatives persistent dans l'intégration des effets du changement climatique sur le transport solide et l'envasement des barrages, particulièrement dans les bassins méditerranéens semi-arides comme celui de l'oued Isser.

Ainsi, la problématique générale de cette thèse peut être formulée comme suit : Dans un contexte de changement climatique déjà perceptible et attendu dans les décennies à venir, quelles sont les relations quantitatives et dynamiques entre l'évolution des variables climatiques, les processus d'érosion-transport solide et le rythme d'envasement des barrages du bassin de l'oued Isser, et comment ces connaissances peuvent-elles être utilisées pour améliorer la prévision et la gestion durable des ressources en eau ?

L'objectif principal de cette étude est d'analyser la dynamique hydrosédimentaire du bassin versant de l'Isser sur une période de 24 ans afin de quantifier l'érosion et ses impacts sur les infrastructures hydrauliques. L'analyse climatique repose sur l'étude des précipitations et des températures, tandis que la caractérisation hydrosédimentaire s'appuie sur 2 619 couples de valeurs de débit liquide (en m^3/s) et de débit solide (en kg/s), mesurés instantanément lors des périodes d'écoulement de l'oued Isser, permettant de quantifier les apports liquides et solides.

L'étude des relations débit-concentration en particules lors des crues vise à modéliser le transport solide spécifique au bassin. Parallèlement, l'application de l'équation universelle des pertes en sols (USLE), couplée à l'évaluation des cinq facteurs R, K, LS, C et P, permet d'estimer le taux d'érosion des versants et d'évaluer l'envasement du barrage d'El Izdihar. Cette démarche

visée in fine à proposer des stratégies de gestion durable des ressources en eau et en sol, ainsi que des recommandations pour la préservation des infrastructures hydrauliques.

Afin d'atteindre ces objectifs, cette thèse est organisée en six chapitres qui s'enchaînent de manière cohérente, partant d'une revue bibliographique approfondie vers l'analyse détaillée des processus hydrosédimentaires et leurs implications pratiques pour la gestion du bassin versant :

- **Chapitre 1** : présente un état de l'art exhaustif sur le changement climatique, l'érosion et le transport solide dans les bassins versants. Il aborde l'influence du changement climatique sur l'intensification des processus érosifs, décrit les différents modes d'érosion et schématise le processus complet depuis l'arrachement des particules jusqu'à leur dépôt dans les retenues. Ce chapitre synthétise également les travaux de recherche menés à l'échelle internationale et en Algérie, tout en justifiant le choix de l'étude du transport solide en suspension et en présentant les différentes méthodes de mesure et formulations de concentrations de sédiments.
- **Chapitre 2** : présente le cadre géographique, géologique et morphologique du bassin versant de l'Isser, permettant de situer le contexte physique de l'étude.
- **Chapitre 3** : caractérise le climat du bassin à travers l'analyse des précipitations, des températures et du régime d'écoulement sur la période d'étude, afin de comprendre les facteurs climatiques influençant l'érosion.
- **Chapitre 4** : Ce chapitre est consacré à l'étude des crues et du transport solide à l'exutoire du bassin versant de l'oued Isser. Il explore les relations entre les débits liquides et les concentrations en matières en suspension afin de mieux comprendre et quantifier le comportement sédimentaire du bassin.
- **Chapitre 5** : Ce chapitre s'intéresse à l'érosion des versants à travers l'application de l'équation universelle des pertes en sol (USLE). L'analyse des cinq facteurs R, K, LS, C et P permet d'identifier les zones les plus vulnérables et d'évaluer l'intensité de l'érosion hydrique à l'échelle du bassin.
- **Chapitre 6** : évalue l'envasement du barrage de Sidi Abdelli et propose des perspectives de gestion durable ainsi que des recommandations pour limiter l'érosion et préserver les infrastructures hydrauliques.

Enfin, une conclusion générale synthétise les principaux résultats obtenus et ouvre sur des perspectives de recherche futures associées à cette étude.

Chapitre 1 :

Cadre Général et État de L'art

1. Changement climatique et Hydrosystèmes

1.1.Définition et grands mécanismes

Le changement climatique désigne une modification durable et significative des conditions climatiques moyennes, observée à différentes échelles spatiales et temporelles, sur des périodes pluridécennales à séculaires. Cette altération résulte de l'interaction complexe entre des facteurs de forçage d'origine naturelle (variations de l'activité solaire, éruptions volcaniques) et anthropique (concentrations atmosphériques croissantes de gaz à effet de serre, modifications de l'occupation des sols, urbanisation accélérée).

Les observations instrumentales révèlent une augmentation généralisée des températures atmosphériques et océaniques, accompagnée de modifications substantielles des régimes de précipitations. Le rapport technique du GIEC sur le climat et l'eau souligne que ces perturbations se traduisent par une redistribution spatio-temporelle des ressources hydriques, une intensification des événements météorologiques extrêmes et une transformation profonde des cycles hydrologiques continentaux. Ces modifications exercent une influence directe sur le fonctionnement des hydrosystèmes, depuis l'échelle locale des bassins versants jusqu'aux grands bassins fluviaux internationaux.

Le bassin méditerranéen constitue un territoire particulièrement vulnérable face à ces évolutions climatiques. Situé dans une zone de transition climatique, le pourtour méditerranéen est caractérisé par une forte variabilité interannuelle des précipitations et une sensibilité accrue aux modifications des régimes atmosphériques. Les travaux de modélisation climatique régionale identifient cette région comme un point chaud du réchauffement global, où les changements attendus dépassent les moyennes planétaires.

Dans le nord-ouest algérien, les projections climatiques multi-modèles indiquent une élévation thermique significative supérieure aux moyennes globales, conjuguée à une diminution du volume pluviométrique annuel et, paradoxalement, à une intensification des épisodes précipitants individuels. Cette combinaison engendre une modification profonde du régime hydrologique : la raréfaction des événements pluvieux s'accompagne d'une concentration accrue des précipitations sur des périodes réduites.

Ces transformations hydro-climatiques induisent des conséquences majeures sur le fonctionnement des hydrosystèmes régionaux. L'instabilité croissante des régimes d'écoulement se traduit par une alternance amplifiée entre étiages sévères et crues brutales. Les processus hydrosédimentaires subissent également des perturbations notables, avec une modification des capacités de transport solide, une altération des dynamiques d'érosion et de sédimentation, ainsi qu'une évolution des bilans sédimentaires à l'échelle des bassins. Ces déséquilibres affectent la disponibilité quantitative et qualitative des ressources en eau, ainsi que l'ensemble des services écosystémiques associés aux milieux aquatiques de la région méditerranéenne méridionale.

1.2.Impact sur l'hydrologie des bassins versants

Le réchauffement climatique et l'accroissement de la variabilité interannuelle des précipitations affectent profondément le fonctionnement hydrologique des bassins versants méditerranéens. Appréhendés comme des hydro-systèmes complexes, les bassins versants intègrent des dynamiques physiques multiples - bilans climatiques, processus d'érosion, structures géomorphologiques - au sein d'une hiérarchie d'échelles géographiques.

Dans les régions semi-arides, on observe une réduction progressive du ruissellement de base ainsi qu'un raccourcissement des périodes de recharge des aquifères et de remplissage des réservoirs, résultant de la conjonction d'un déficit pluviométrique croissant et d'une augmentation de l'évapotranspiration potentielle. Parallèlement, l'amplitude entre les périodes de sécheresse prolongée et les événements pluviométriques intenses s'accroît, renforçant la variabilité spatio-temporelle des écoulements.

Cette bipolarisation engendre une réponse non linéaire des processus de surface. Les travaux de modélisation hydrologique basés sur le couplage de modèles climatiques globaux et régionaux (GCM/RCM), appliqués sous différents scénarios prospectifs - Representative Concentration Pathways (RCP) puis Shared Socioeconomic Pathways (SSP) - montrent que l'augmentation de la concentration temporelle des précipitations peut provoquer une élévation significative des débits de pointe et renforcer la capacité de transport solide des cours d'eau, indépendamment de la baisse du volume total précipité.

Dans le bassin méditerranéen, le changement climatique amplifie ces contrastes et génère des dynamiques hybrides où l'intervention humaine (barrages, prélèvements, urbanisation) interagit avec les modifications climatiques. L'exacerbation des extrêmes hydrologiques entraîne une cascade de risques interconnectés : intensification de l'érosion, augmentation du transport sédimentaire, accélération de l'envasement des retenues, alternance entre inondations brutales et sécheresses sévères, et déstabilisation géomorphologique. Ces dynamiques couplées posent des défis majeurs pour la gestion durable des ressources en eau dans la région.

1.3.Flux des sédiments et dégradation des terres à l'échelle mondiale

1.3.1. Facteurs de contrôle naturels et anthropique

Les matières acheminées du continent vers l'océan résultent principalement du transport exploité par les fleuves et rivières, reflétant les processus d'érosion qui attirent divers bassins versants. Les principaux facteurs naturels, traditionnellement identifiés dans la littérature comme déterminants des flux sédimentaires exportés par les cours d'eau vers l'océan, sont la topographie, le climat, le ruissellement, la surface du bassin, la lithologie du bassin drainé ainsi que la présence de lacs dans le bassin, qui jouent un rôle de piégeage des sédiments comparable à celui des plaines d'inondation (Fournier, 1960 ; Schumm et Hadley, 1961 ; Douglas, 1967 ; Wilson, 1973 ; Milliman, 1980, Hay et al., 1987 ; Walling, 1987 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Harrison, 1994 ; Inman et Jenkins, 1999).

Aucun continent n'est exempté de phénomènes de dégradation des sols (Figure 1), où l'on distingue principalement deux mécanismes d'érosion : l'érosion physique (qu'elle soit hydrique ou éolienne) et l'érosion chimique (également appelée altération chimique). L'érosion physique correspond à un processus mécanique par lequel des débris sont détachés sous l'effet de forces physiques, telles que les variations de température, notamment le gel et le dégel, l'impact des gouttes de pluie, ou encore l'entraînement par le ruissellement. Ce processus engendre la production et le transport de matières particulaires. Quant à l'altération chimique, elle se traduit par la dissociation des liaisons chimiques entre les minéraux ou les ions via des processus de dissolution directe ou d'hydrolyse. Les gaz présents dans l'air (CO_2 , SO_2) ou dans le sol, issus notamment de la dégradation de la matière organique (CO_2), peuvent réagir avec l'eau pour produire des ions H^+ . L'acidification engendrée favorise l'extraction des éléments les plus solubles, tels que les cations Ca^{2+} , Na^+ et K^+ , qui migrant se dissolvent avec les eaux de ruissellement, conduisant à la destruction progressive du réseau cristallin des minéraux (Dang, 2001). Par ailleurs, les activités humaines modifient fortement les surfaces terrestres par des pratiques variées agriculture, construction de routes, déforestation ce qui intensifie l'érosion mécanique. De plus, les activités industrielles ont engendré des pluies acides, conséquences des émissions atmosphériques de dioxyde de soufre (SO_2), accentuant ainsi l'altération chimique (Dean et Rhea, 1982 ; Amiotte Suchet, 1995 ; Boehm, 1999)

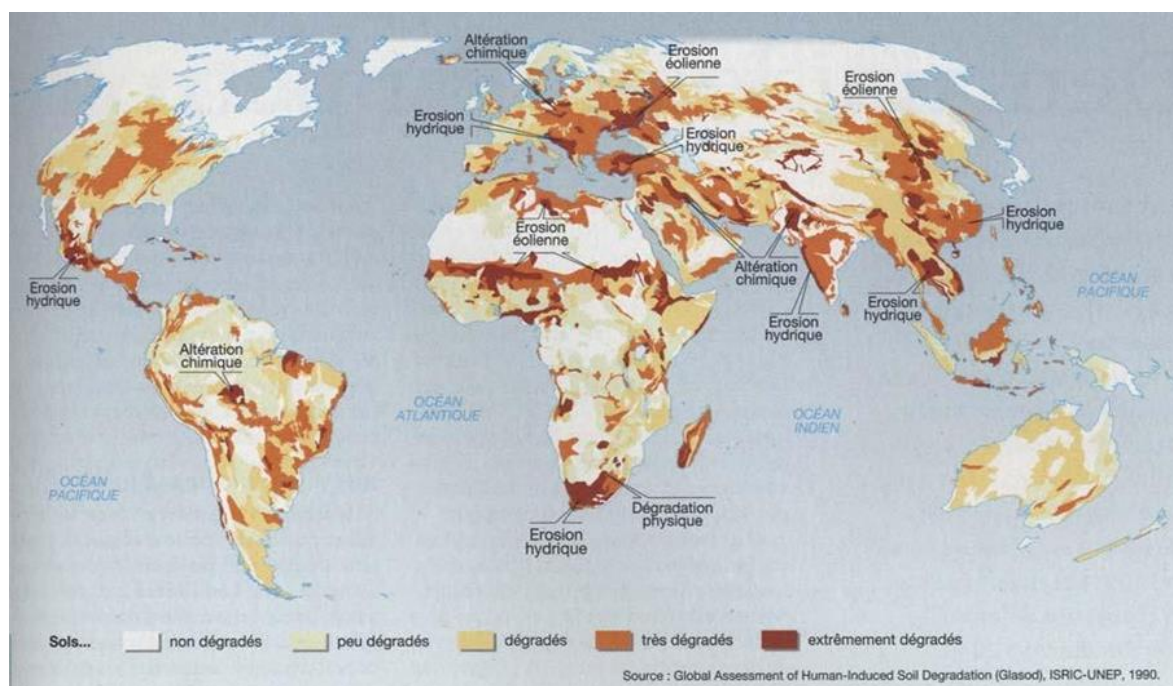


Figure 1 : Dégradation des sols d'origine anthropique (Ouillon, 2011).

Dadson et al. (2003), dans leur étude sur 280 bassins mondiaux ont pu obtenir une relation quasi proportionnelle entre le taux d'érosion et le relief moyen d'un site donné sur le bassin versant, ce qui laisse penser que le relief constitue le principal facteur contrôlant les taux d'érosion des continents (Milliman et Syvitski, 1992). Le relief d'un bassin est un « substitut » du gradient de la pente qui est le paramètre essentiel caractérisant la topographie (Gunnell, 1998). Plusieurs études ont tenté d'établir des relations mathématiques entre les facteurs topographiques et le flux de sédiments exporté par les fleuves et rivières (Ahnert 1970, Pinet et

Souriau 1988). Ces auteurs en analysant des données provenant de grands bassins versants mondiaux, ont conclu que le mécanisme de dénudation globale s'intensifie proportionnellement à l'éminence du relief moyen d'un bassin versant.

Par ailleurs, d'autres paramètres significatifs comme le climat peuvent influencer fortement les taux d'érosion des fleuves (caractérisé par exemple par les précipitations). Par exemple, l'effet conjoint du relief et des précipitations expliquerait 62% de la variance des taux d'érosion à l'échelle globale (Harrison, 1994).

L'origine et l'intensité des flux de matières solides peuvent être fortement et durablement modifiées par l'action de l'homme, notamment par la construction de discontinuités (barrages, agglomérations, zones humides, ...). Les barrages et retenues sont de plus en plus nombreux à travers le monde (Vörösmarty et al., 1997).

A présent on estime qu'environ la moitié des fleuves du monde passe par des barrages ou des réservoirs (Meybeck et Vörösmarty, 2006).

Tableau 1 : Résumé des ordres de grandeur

Type de barrage	Estimation mondiale	Source principale
Grands barrages (ICOLD)	~58 000 – 62 000	Données ICOLD (World Register)
Toutes tailles (GOODD)	~38 667 répertoriés	Base GOODD
Toutes structures (estimations larges)	~>100 000 à ~1 000 000	Sources variées non officielles
Estimations « médias » utilisées dans certains rapports	>45 000	Sources secondaires

Actuellement, le nombre total de moyens et grands réservoirs est probablement de plusieurs centaines de milliers sachant qu'il existe $\approx 92\,000$ barrages aux Etats Unis officiellement répertoriés dans l'inventaire national (*National Inventory of Dams*). Et que de nombreux barrages sont en construction en Chine, au Brésil, en Inde et en Afrique (Meybeck et al., 2003b). La construction des barrages a pour but de générer de la ressource en eau, de l'énergie hydraulique et de contrôler d'éventuelles inondations. Cependant, le phénomène de sédimentation dans les réservoirs a fait diminuer substantiellement les flux en MES transportés par les fleuves vers la zone côtière et l'océan. Deux exemples extrêmes de l'impact des réservoirs sur les flux de sédiments exportés sont celui du réservoir d'Assouan sur le Nil qui a réduit le flux annuel de sédiment de 100×10^6 t/an à presque zéro (Walling et Fang, 2003) et celui du Colorado dans le Grand Canyon dont les flux ont diminué de 135×10^6 t/an à 0.1×10^6 t/an de sédiments exportés vers le Golfe de Californie (Holeman, 1968, Lisitzin, 1972 ; Milliman et Meade, 1983). A l'échelle globale, Vörösmarty et al. (2003), en étudiant 45 000 barrages mondiaux, dont 633 barrages avec un volume $> 0.5 \text{ km}^3$, ont estimé que plus de 40% du flux liquide et 50% du flux solide étaient piégés dans les barrages (Figure 2).

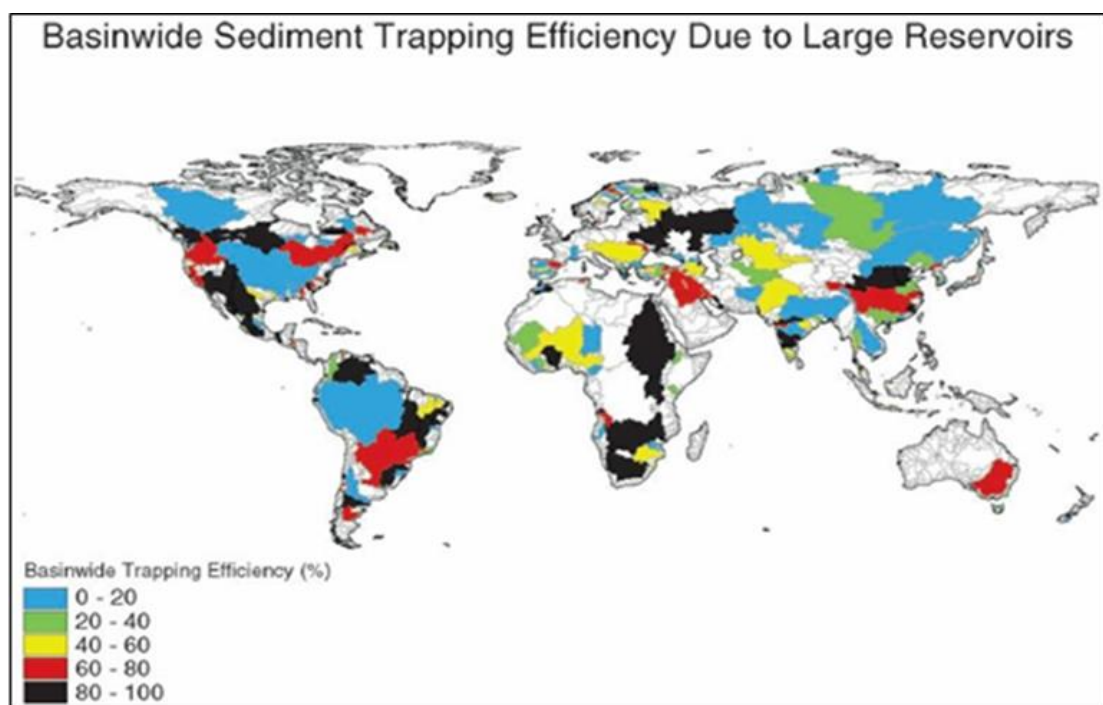


Figure 2 : Répartition géographique des taux de piégeage des sédiments retenus dans les grands barrages [Vörösmarty et al 2003]

Les discontinuités hydrauliques peuvent jouer un rôle essentiel dans le transport des matières. Elles fonctionnent parfois comme de véritables « pièges », capturant les particules et diminuant significativement les flux transportés vers les océans. En fonction de la durée du temps de séjour, elles peuvent également stimuler, grâce aux apports de nutriments, une forte production primaire aquatique ; on qualifie alors ces barrages d'effet « source » (Friedl et Wüest, 2002 ; Maavara et al., 2015). L'intervention humaine s'inscrit directement dans cette dynamique, car à travers ses aménagements sur les versants et les cours d'eau, l'homme peut soit amplifier l'érosion, soit en réduire et contrôler les effets (Walling, 2006 ; Owens et al., 2005).

De nombreuses études ont démontré l'importance de l'impact des activités humaines sur les transferts sédimentaires (Meybeck, 2002 ; Syvitski et al., 2005 ; Nilsson et al., 2005 ; Syvitski et Milliman, 2007). Ces impacts se sont considérablement accrus à partir des années 1950, en raison des modifications d'occupation des sols, de la déforestation, de l'expansion urbaine (Meybeck et al., 2001) et de la prolifération des barrages (Vörösmarty et al., 2003 ; Walling, 2006). Les activités anthropiques pourraient être, de manière directe ou indirecte, responsables de 80% à 90% des flux acheminés vers les zones côtières (Milliman et al., 1987 ; Douglas, 1996). Syvitski et al. (2005), en s'appuyant sur des données fiables concernant 217 cours d'eau à l'échelle mondiale, pour les périodes précédant et suivant la construction de réservoirs, ont mis en évidence deux dynamiques opposées dans l'évolution des flux sédimentaires à l'échelle planétaire : d'un côté, le flux sédimentaire global s'accroît, en lien avec les activités de déforestation, construction routière, urbanisation, expansion agricole, etc. (Walling et Fang, 2003 ; Valentin et al., 2008) ; de l'autre, le flux sédimentaire décroît du fait de la sédimentation dans les réservoirs (Vörösmarty et al., 2003 ; Wang et al., 2011).

1.3.2. Bilans globaux des flux de sédiments

La contribution des continents aux flux solides et liquides vers les océans présente une forte hétérogénéité spatiale, étroitement liée aux caractéristiques contrastées des grands bassins fluviaux. Le débit moyen global acheminé par l'ensemble des cours d'eau est estimé à environ $1,3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fournier, 1960 ; Mackenzie et Garrels, 1966 ; Ludwig et Probst, 1996). Concernant les sédiments, les estimations des volumes exportés vers les mers et océans varient considérablement, oscillant entre 5 et 64 Gt/an selon les auteurs (Ludwig & Probst, 1998).

Cette forte variabilité s'explique principalement par les différences méthodologiques, la qualité inégale des données disponibles et la variabilité temporelle naturelle des flux sédimentaires (Walling et Fang, 2003 ; Syvitski et Milliman, 2007). Les régions montagneuses et les bassins à forte pente représentent une contribution disproportionnée aux flux globaux malgré leur superficie limitée (Milliman et Syvitski, 1992 ; Dadson et al., 2003).

Les estimations reposent soit sur le calcul des taux de dénudation convertis en flux à partir d'une densité moyenne des roches de 2,7 (Summerfield et Hulton, 1994), soit sur l'extrapolation des matières en suspension (MES) mesurées sur un nombre limité de bassins (Lopatin, 1952 ; Holeman, 1968). (Tableau 2)

Toutefois, seulement 10 % des cours d'eau mondiaux disposent de stations hydrométriques fiables (Syvitski et al., 2005), lacune qui affecte particulièrement les petits bassins côtiers et les régions tropicales pourtant contributeurs significatifs (Milliman et Farnsworth, 2011 ; Vanmaercke et al., 2014). Face à cette contrainte observationnelle, la modélisation numérique s'est progressivement imposée comme approche complémentaire indispensable pour estimer les flux sédimentaires aux échelles régionale et globale (Walling et Webb, 1996 ; Syvitski et Milliman, 2007).

Tableau 2 : surfaces, flux liquides et solides des fleuves majeurs à travers les cinq continents du monde (Milliman et Meade, 1983 ; Walling et Fang, 2003, Syvitski et al., 2005 ; Meade et Moody, 2010)

Bassin versant	Surface (10^6 Km^2)	Flux liquide (km^3/an)	Flux sédimentaire (10^6 t/an)
Bassins Versants Mondiaux	106	38510	12580
Mississippi (Amérique du nord)	3.27	580	210
Mackenzie (Amérique du nord)	1.81	306	100
Amazon (Amérique du sud)	6.15	6300	900
Orénoque (Amérique du sud)	0.99	1100	210
Danube (Europe)	0.81	206	67
Zaire-Congo (Afrique)	3.7	1325	32
Nil (Afrique)	2.9	83	120

Murray-Darling (Océanie)	1.06	23.6	30
Huanghe, Fleuve jaune-Chine (Asie)	0.77	49	1080
Yangtze- Chine (Asie)	1.94	900	478
Mekong (Vietnam)	0.79	470	160
Gange/Brahmapoutre (Inde)	1.48	971	1670

Les variations des flux sédimentaires rapportés dans la littérature s'expliquent par la diversité des périodes d'étude, des méthodologies et des bassins considérés. Le bilan global annuel est estimé à 20×10^9 t/an, comprenant 85 % de vase et 15 % de sables (Ouillon, 2011), correspondant à une érosion continentale de 6 cm/millénaire, complétée par des apports biogéniques. Le taux d'érosion moyen varie entre 120 et 150 t/km²/an, avec une forte hétérogénéité spatiale liée aux conditions climatiques, lithologiques, topographiques, au couvert végétal et aux pressions anthropiques (Milliman et Meade, 1983 ; Walling et Webb, 1996 ; Dedkov, 2004). (Tableau 3)

En conclusion, la poursuite du suivi des transferts sédimentaires demeure indispensable en veillant à mettre en œuvre une stratégie d'échantillonnage rigoureuse (fréquences d'échantillonnage adaptées et représentativité spatiale des prélèvements), particulièrement dans les zones à forte érosion comme l'Asie (Coynel et al., 2004). Le développement de réseaux de mesure pérennes et l'harmonisation des protocoles d'observation à l'échelle internationale constituent des enjeux majeurs pour améliorer notre compréhension des dynamiques sédimentaires globales (Walling et Fang, 2003 ; Meybeck et Vörösmarty, 2005).

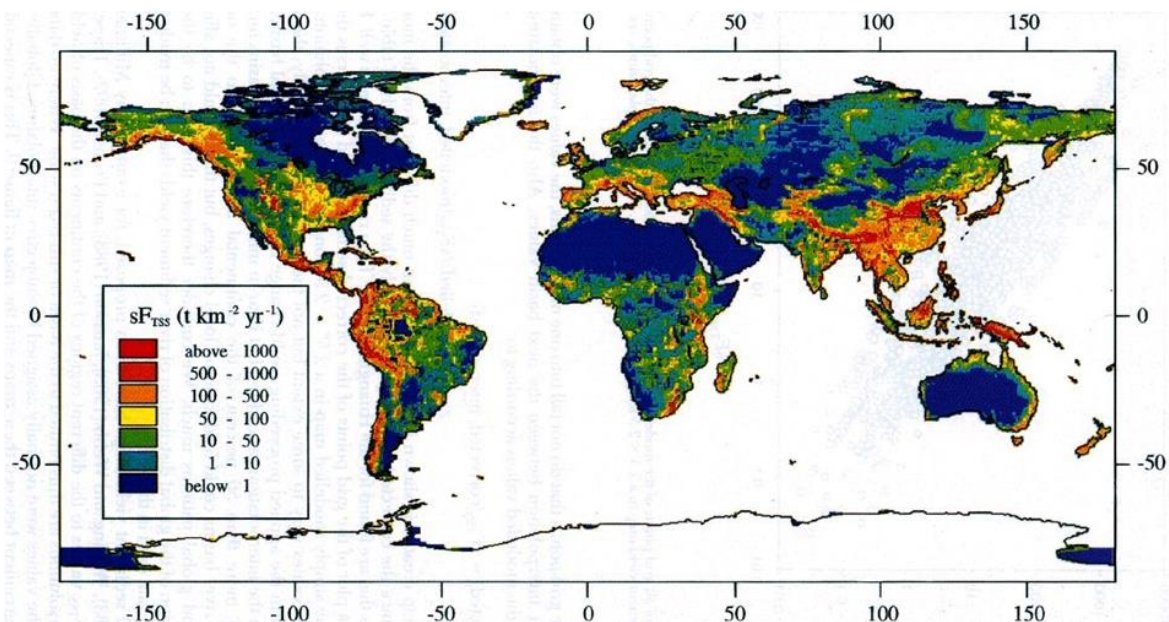


Figure 3 : Flux de sédiments spécifiques (t/km²/an) d'après modélisation empirique [Ludwig et Probst 1998]

2. Facteurs, processus et mécanismes de l'érosion hydrique

2.1.Généralité

L'érosion correspond au phénomène par lequel des particules et fragments de sol et de roches sont détachés de leur emplacement initial sous l'effet de divers agents naturels tels que l'eau, le vent, les vagues ou la glace. D'après Roose (1994), ce processus comprend trois étapes distinctes : le détachement des particules, leur déplacement et leur sédimentation, gouvernés par l'eau, le vent ou la gravité. À l'échelle globale, l'érosion constitue l'ensemble des mécanismes contrôlant l'altération d'une roche, depuis sa désagrégation physique ou sa dissolution chimique jusqu'à son transfert vers les océans (Maneux, 1998 ; Probst, 1992). Il s'agit en fait d'un ensemble de processus continus qui s'inscrivent dans une dynamique temporelle de très longue durée, s'étalant sur plusieurs millions d'années, durant lesquels les reliefs subissent une érosion progressive tandis que les plaines se construisent (Summerfield, 1991 ; Burbank et Anderson, 2001). L'érosion joue ainsi un double rôle : d'une part, elle participe à l'incision des vallées et au façonnement des versants, sculptant progressivement montagnes et collines (Molnar et England, 1990). D'autre part, elle contribue au remplissage des bassins sédimentaires par l'accumulation de matériaux érodés (Allen, 2008).

Ces transferts sédimentaires se caractérisent par des processus non linéaires marqués par une importante hétérogénéité dans l'espace et dans le temps. À l'échelle d'un bassin versant, quelle que soit sa taille, les particules arrachées par les agents d'érosion précédemment évoqués connaissent un déplacement discontinu ponctué de phases de dépôt temporaire en divers points du réseau hydrographique (Walling, 1983 ; Trimble, 1999). Les secteurs de dépôt privilégiés se localisent généralement dans les vallées encaissées, sur les versants et glacis au pied des reliefs, les sommets de plateaux, les plaines d'inondation en aval des secteurs torrentiels, les cônes alluviaux, les plaines alluviales et les milieux deltaïques (Leopold et al., 1964 ; Schumm, 1977). À une échelle plus détaillée, le système fluvial comporte des zones de stockage transitoire au niveau des parcelles agricoles (dépôts en bordure de champs), en aval des systèmes de ravines, dans les anciens chenaux et méandres déconnectés, sur les bancs de point bar des méandres actifs, ainsi que dans les deltas lacustres en amont des retenues naturelles ou anthropiques (Phillips, 1991 ; Owens et al., 1999). Ces stockages intermédiaires exercent une influence déterminante sur la dynamique hydrosédimentaire et le bilan d'érosion à l'échelle du bassin versant (Walling et Collins, 2008 ; Fryirs et al., 2007). La compréhension de ces zones de stockage et de leur temps de résidence est essentielle pour évaluer la connectivité sédimentaire et prédire les flux exportés vers l'exutoire (Bracken et Croke, 2007).

L'érosion hydrique est essentiellement contrôlée par l'action combinée des précipitations et du ruissellement superficiel. Toutefois, les processus érosifs s'intègrent dans un système complexe et multifactoriel impliquant également le contexte climatique régional, les caractéristiques morphométriques et topographiques du bassin versant, la nature de la couverture végétale, ainsi que l'humidité préalable du sol (Wischmeier et Smith, 1978 ; Morgan, 2005). L'interaction de ces différents facteurs détermine l'intensité et la répartition spatio-temporelle de l'érosion, justifiant leur intégration dans toute approche d'analyse et de modélisation du phénomène à l'échelle du bassin versant (De Vente et Poesen, 2005).

La complexité de ces interactions nécessite une compréhension approfondie des processus dominants selon les échelles spatiales et temporelles considérées (Boardman, 2006). Les relations non linéaires entre ces facteurs impliquent que de faibles variations dans l'un d'entre eux peuvent entraîner des modifications significatives des taux d'érosion (Kirkby et al., 1996). Par ailleurs, l'influence anthropique, à travers les modifications d'usage des sols et les pratiques agricoles, constitue un facteur additionnel majeur qui peut amplifier ou atténuer l'intensité des processus érosifs naturels (Boardman et Poesen, 2006 ; Cerdan et al., 2010).

2.2.L'érosion et le Transport Solide

2.2.1. Processus et mécanisme de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique constitue un processus de mobilisation et de redistribution des sols. Elle se définit comme l'arrachement et le déplacement de particules de sol depuis leur position initiale par divers agents jusqu'à un site de sédimentation (Boardman et Poesen, 2006). Ce mécanisme, induit par les précipitations et le ruissellement de surface, se décompose en trois phases distinctes (Figure 4) (Faleh and Maktite, 2014) : le détachement des particules, leur transport et leur dépôt (Morgan, 2005).

Le détachement des particules résulte principalement de l'impact des gouttes de pluie sur la surface du sol et de la force tractrice exercée par l'écoulement superficiel (Le Bissonnais et al., 2002). Le transport s'effectue ensuite par l'intermédiaire du ruissellement qui véhicule les particules détachées selon sa capacité hydraulique (Wischmeier et Smith, 1978). Enfin, la sédimentation intervient lorsque l'énergie du flux devient insuffisante pour maintenir les particules en suspension ou lorsque la pente diminue (Toy et al., 2002). L'intensité de chacune de ces étapes dépend étroitement des caractéristiques des précipitations, de la topographie, de la texture du sol et de la couverture végétale (Hudson, 1995).

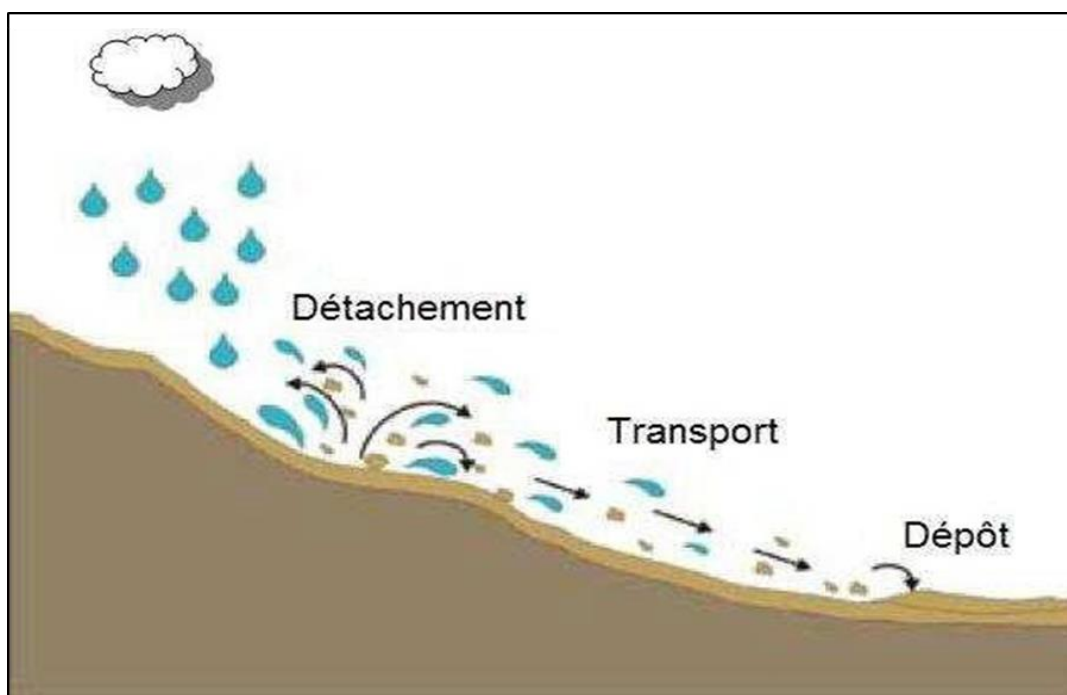


Figure 4 : Processus de l'érosion hydrique (Cheggour, 2008).

Lorsque la taille des particules augmente, la vitesse critique diminue jusqu'à atteindre un seuil (évalué par Hjulström à environ 0,2 mm) au-delà duquel la vitesse requise pour l'arrachement des particules augmente à nouveau (Figure 4) (Cheggour, 2008). Ce comportement non linéaire s'explique par le fait que les particules fines (argiles et limons fins) présentent une forte cohésion interparticulaire nécessitant des vitesses d'écoulement élevées pour être érodées, tandis que les particules de taille intermédiaire (sables fins) sont plus facilement mobilisables en raison de leur faible cohésion (Hjulström, 1935 ; Sundborg, 1956).

Au-delà de ce seuil granulométrique optimal, les particules plus grossières (sables grossiers, graviers) requièrent des vitesses croissantes en raison de leur masse individuelle plus importante, qui nécessite une force tractrice supérieure pour leur mise en mouvement (Shields, 1936). Ce diagramme de Hjulström (Figure 5) demeure un outil conceptuel fondamental pour comprendre les relations entre la compétence hydraulique d'un écoulement et la granulométrie des sédiments transportés (Middleton and Southard, 1984 ; Knighton, 1998).

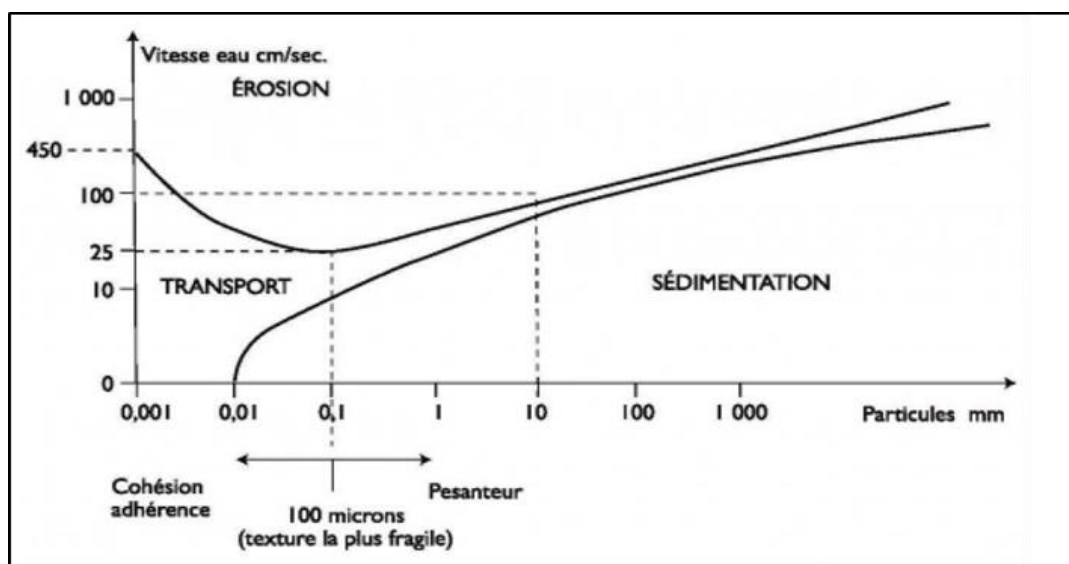


Figure 5: Le diagramme de Hjulström (Roose et al., 2010).

2.2.1.1. Le détachement

Le détachement des particules de sol se définit comme le processus de désolidarisation des éléments constitutifs du sol de la matrice initiale en un point donné de la surface (Zhang et al., 2002). Avant que les sédiments et la matière organique ne soient déplacés, ils doivent préalablement être arrachés des forces de cohésion présentes dans le sol (Morgan, 2005). L'énergie appliquée à la surface désagrège les agrégats et libère les particules du sol (Zumr et al., 2019).

Dans le contexte de l'érosion hydrique, le détachement résulte principalement de deux mécanismes : l'impact des gouttes de pluie et l'action du ruissellement, ces deux processus possédant la capacité d'arracher et de transporter les sédiments (Sorial and Lacharité, 1988 ; Kinnell, 2005). Le détachement par impact pluvial prédomine généralement lors des phases initiales de l'événement érosif, tandis que le ruissellement devient le facteur dominant lorsque l'écoulement superficiel se concentre (Nearing et al., 1999). Ce phénomène est particulièrement actif dans les écoulements de faible profondeur où la turbulence et la contrainte de cisaillement

exercée sur le sol sont maximales (Li et al., 2017 ; Govers et al., 2007). L'efficacité du détachement dépend fortement de la résistance structurale du sol, elle-même influencée par la texture, la teneur en matière organique et l'état d'humidité antécédent (Le Bissonnais, 1996).

2.2.1.2. Le gonflement différentiel

Ce mécanisme se produit lors des cycles d'humidification et de dessiccation des argiles, provoquant la fissuration des agrégats (Seddik, 2016) (Figure 6). L'ampleur de ce processus dépend largement de la teneur en argile du sol et de la nature minéralogique de ces argiles (Hammouda, 2010 ; Bouguerra, 2018). Les minéraux argileux gonflants, tels que les smectites, sont particulièrement sensibles à ces variations hydriques et génèrent des contraintes internes importantes lors des changements de volume (Le Bissonnais, 1996).

La majeure partie de la désagrégation se produit durant les 5 premiers millimètres de précipitation et résulte principalement des effets combinés de la microfissuration induite par le gonflement différentiel des argiles (figure 6) (Nord, 2006). Ce phénomène est particulièrement marqué dans les sols à forte teneur en argiles gonflantes et s'avère d'autant plus efficace que l'état hydrique initial du sol est sec (Bresson et Moran, 1995). La rapidité de l'humectation joue également un rôle déterminant : une humidification brutale accentue les gradients de pression interne au sein des agrégats, favorisant leur éclatement (Bresson et Cadot, 1992). Ce mécanisme de désagrégation constitue une phase préparatoire essentielle à l'érosion proprement dite, en rendant les particules plus vulnérables au détachement par impact pluvial et par ruissellement (Barthès et Roose, 2002).

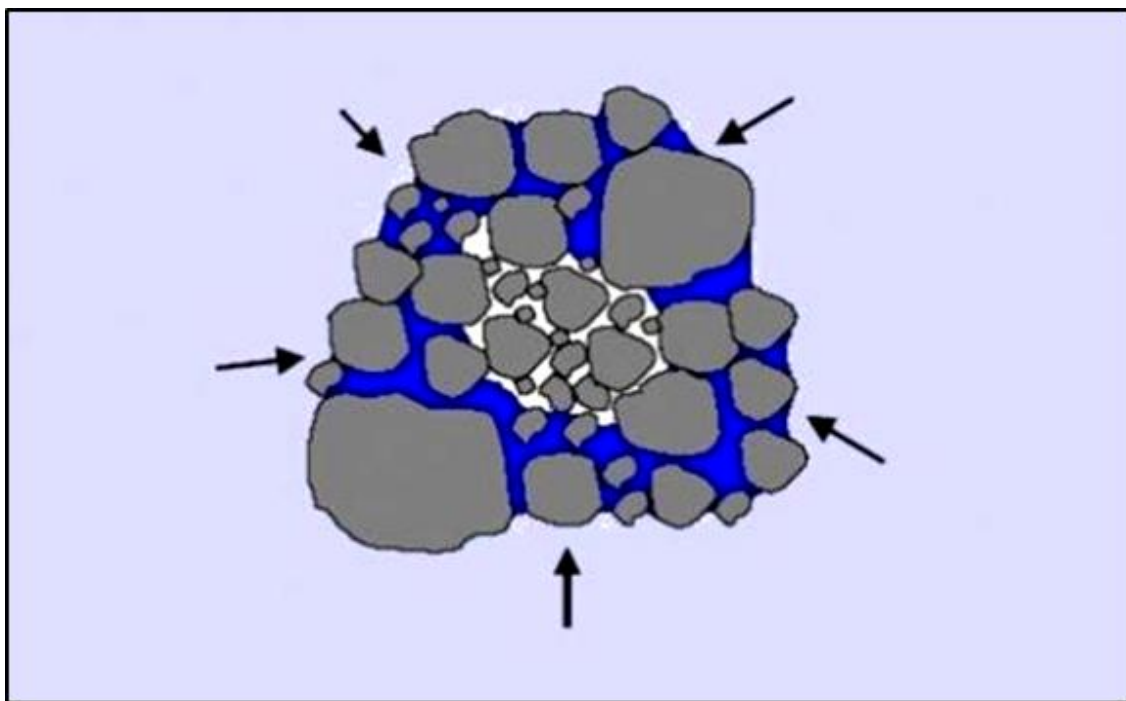


Figure 6 : Schématisation de la dégradation par gonflement différentiel (Sulistyo, 2016).

2.2.1.3. La dispersion physico-chimique

La corrélation entre l'érodibilité des sols et les paramètres géotechniques demeure complexe en raison du nombre important de variables intervenant dans cette propriété (Goutte-

Lima et al., 2008). Outre les facteurs climatiques et biologiques, la formation des sols résulte également de l'altération physico-chimique (Algui and Chezal, 1996).

La dispersion physico-chimique correspond à l'affaiblissement des forces d'attraction entre particules colloïdales lors de l'hydratation du sol (Le Bissonnais, 1996). Ce mécanisme dépend de la dimension des particules et de la nature des cations (notamment le sodium) susceptibles de neutraliser les charges négatives présentes dans le sol (Amamra, 2017). La présence de sodium échangeable favorise particulièrement la dispersion en réduisant l'épaisseur de la double couche électrique et en affaiblissant les liaisons entre particules argileuses (Levy et al., 1998).

Le rapport entre cations monovalents (Na^+ , K^+) et cations divalents (Ca^{2+} , Mg^{2+}) joue un rôle déterminant dans la stabilité structurale du sol : une forte proportion de sodium échangeable accroît la sensibilité à la dispersion (Rengasamy and Olsson, 1991). Ce phénomène est accentué dans les sols sodiques où le taux de sodium échangeable dépasse 15% de la capacité d'échange cationique (Sumner, 1993). La dispersion des argiles conduit à la formation d'une croûte de surface imperméable qui réduit l'infiltration et augmente le ruissellement, amplifiant ainsi les risques d'érosion (Tarchitzky et al., 1999).

2.2.1.4. Le transport

Le ruissellement superficiel ne s'établit que dans les situations où l'intensité pluviométrique excède la capacité d'absorption hydrique du substrat pédologique (Horton, 1933). Le transport des particules arrachées s'opère essentiellement par voie hydrique (Morgan, 2005). Les matériaux sédimentaires mobilisés dans un chenal fluvial peuvent être véhiculés selon trois modalités distinctes : par charriage le long du fond (bedload), en suspension au sein de la masse d'eau (suspendedload), ou en transit surfacique sous forme de charge de lavage (washload) (Gupta, 2011 ; Julien, 2010).

Le volume de matière particulaire transporté est déterminé par la vitesse de l'écoulement et son régime turbulent, deux paramètres étroitement liés à la pente topographique, aux caractéristiques granulométriques, morphologiques et densitométriques des sédiments en mouvement, ainsi qu'à la rugosité de la surface d'écoulement (Dudal, 1980 ; Yang, 1996). La compétence de transport croît de façon exponentielle en fonction de la vitesse : un accroissement du double de cette dernière peut entraîner une multiplication par plusieurs ordres de magnitude du flux sédimentaire (Bagnold, 1966).

Les fractions fines (argileuses et limoneuses) sont habituellement véhiculées en suspension sur des distances considérables, alors que les éléments grossiers (sableux et graveleux) progressent par bonds successifs ou roulement au voisinage du substrat (Wischmeier and Smith, 1978). La différenciation entre ces mécanismes de transport s'avère fondamentale pour appréhender la répartition géographique des accumulations sédimentaires et la connectivité hydrosédimentaire à l'échelle du bassin hydrographique (Boardman and Poesen, 2006).

2.2.1.5. Le ruissellement diffus et concentré

Lorsque le ruissellement s'initie sur une parcelle, les phénomènes érosifs adoptent des formes variées qui s'articulent de manière spatio-temporelle (Le Bissonnais et al., 2002). La terminologie scientifique oppose classiquement deux modalités d'écoulement : le ruissellement diffus, caractérisé par une répartition de l'eau sur des surfaces importantes, et le ruissellement concentré, qui se canalise en rigoles (Guiton, 1994). On identifie un ruissellement diffus lorsque l'écoulement se structure en fines lames d'eau réparties, tandis que le ruissellement concentré se distingue par une capacité de transport sédimentaire élevée (Mabit et al., 2002). Ces écoulements concentrés, une fois organisés en réseaux de drainage, développent un pouvoir de transport solide croissant avec leur vitesse, (Figure 7) et génèrent simultanément une force d'arrachement capable d'éroder les substrats sur lesquels ils circulent (Pinte, 2006).



Figure 7 : Forme d'érosion et ruissellement diffus et concentrés avec incision des talwegs (Le Bissonnais et al., 2002)

2.2.1.6. La sédimentation

La sédimentation constitue la phase terminale du processus érosif et traduit la diminution de la compétence de l'écoulement, correspondant au dépôt des particules transportées en aval du versant (Toy et al., 2002). Le dépôt se produit lorsque le poids des particules excède les forces de transport, entraînant un ralentissement progressif jusqu'à l'immobilisation des sédiments (Julien, 2010).

Plusieurs facteurs favorisent la sédimentation : la diminution de la pente du terrain, la réduction de l'intensité pluviométrique, ou encore la présence d'obstacles tels que les bandes enherbées, les graviers et les cailloux qui contribuent également au ralentissement de la vitesse de transport des particules par ruissellement (Morgan, 2005 ; Le Bissonnais et al., 2002). La sédimentation affecte non seulement les retenues, mais également les zones situées loin en aval et sur de courtes distances en amont du plan d'eau. L'impact majeur de la sédimentation dans un réservoir réside dans la perte progressive de capacité de stockage (Garcia, 2008 ; Morris and Fan, 1998).

Le dépôt fluvial revêt une importance particulière pour plusieurs raisons :

- À l'échelle temporelle longue, l'accumulation continue de sédiments génère des formes de relief qui témoignent de périodes distinctes de l'histoire géomorphologique (Schumm, 1977 ; Bridgland and Westaway, 2008) ;

- À court terme, la sédimentation crée des structures morphologiques telles que les dunes, les barres alluviales et les alternances de mouilles et de radiers, étroitement associées au patron du chenal, aux caractéristiques de l'écoulement et à la distribution des flux hydriques dans le lit (Gupta, 2011 ; Church, 2006). Ces formes sédimentaires jouent un rôle important dans la diversité des habitats aquatiques et la régulation des flux d'eau et de matières (Montgomery and Buffington, 1997).

2.2.2. Érosion hydrique

De manière générale, l'érosion des sols se produit sous l'effet de trois principaux agents : le vent, l'eau, et peut être amplifiée par certaines pratiques agricoles (jachères, cultures en lignes, etc.) (MacKay and Hewitt, 1999 ; Lal, 2001). L'érosion hydrique résulte de l'interaction de plusieurs processus qui interviennent selon trois phases distinctes : le détachement des particules, le transport des matériaux et la sédimentation (Roose, 1994 ; Morgan, 2005).

À l'échelle globale, ce phénomène de dégradation des sols provient de l'impact combiné des précipitations et du ruissellement sur la surface du sol (Boukrim et al., 2016). Elle est largement reconnue comme l'un des processus majeurs de dégradation des terres à l'échelle mondiale (Maugnard et al., 2013 ; Li et al., 2007 ; Pimentel, 2006).

Ce phénomène particulièrement complexe et difficilement maîtrisable (El Hafid and Akdim, 2018) affecte la qualité des sols en provoquant la détérioration de leurs horizons superficiels riches en matière organique, entraînant ainsi une perte de productivité et une dégradation progressive des terres (Modeste et al., 2016 ; Lal, 2003). L'érosion hydrique génère également des impacts significatifs sur les plans économique, social et environnemental (Eblin et al., 2017). Ces conséquences incluent la réduction des rendements agricoles, l'envasement des réservoirs, la pollution des cours d'eau par les sédiments et les nutriments associés, ainsi que la modification des régimes hydrologiques (Pimentel et al., 1995 ; Quinton et al., 2010). La lutte contre l'érosion hydrique constitue donc un enjeu majeur pour la sécurité alimentaire et la gestion durable des ressources naturelles (FAO, 2019).

2.2.2.1. Facteurs de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique des sols est conditionnée par quatre facteurs physiques fondamentaux : l'agressivité des précipitations, l'érodibilité des sols, la déclivité des pentes et les caractéristiques du couvert végétal (Andilyat, 2016). Ce processus résulte de l'interaction entre ces facteurs naturels et les activités anthropiques qui amplifient ou atténuent les phénomènes érosifs (King et Le Bissonnais, 1992).

➤ Le climat

Le climat constitue le facteur déclencheur de l'érosion hydrique (Villemure, 2006b). Les précipitations atmosphériques représentent la cause première de ce phénomène, leur pouvoir érosif étant déterminé par trois paramètres essentiels : la hauteur des averses, leur intensité et leur fréquence (Koudded, 2013). Au-delà de leur action érosive directe, les précipitations conditionnent également le développement de la végétation, laquelle influence à son tour la pédogenèse et l'évolution des sols (OMM, 2005).

➤ **L'écoulement superficiel d'eau**

Les précipitations génèrent le ruissellement et l'érosion selon deux modalités : soit par une intensité excessive, un sol nu produisant du ruissellement dès 1 mm/h, soit par saturation hydrique lors de périodes pluvieuses prolongées (Calais, 2013). La texture fine des sols limite l'infiltration et favorise ainsi le déclenchement du ruissellement (Hassan et al., 2013).

La rugosité de surface constitue un facteur régulateur important, une surface plus rugueuse retenant davantage d'eau avant l'initiation du ruissellement (M'seffar, 2009). À l'inverse, un sol bien protégé par la végétation favorise l'infiltration et réduit considérablement les risques de ruissellement et d'érosion (Modeste Meliho, 2016). Les ruissellements les plus intenses surviennent généralement lorsque le sol est déjà saturé en eau (Chebbani et al., 1999).

➤ **Le sol**

La lithologie et les caractéristiques pédologiques exercent une influence déterminante sur l'érosion hydrique. L'érodibilité du sol dépend de ses propriétés physico-chimiques, notamment la composition granulométrique (proportions de sables, limons et argiles), la stabilité structurale des agrégats, la porosité, la structure de surface, la teneur en matière organique et la capacité de rétention hydrique (Hudson, 1993). La texture constitue le facteur prépondérant contrôlant la susceptibilité du sol à l'érosion (Vallée, 2009).

Les pertes en sol affectent sa qualité, sa structure et sa texture, ces modifications altérant à leur tour la capacité de rétention hydrique et accroissant la vulnérabilité du sol face aux conditions climatiques extrêmes, notamment la sécheresse (Ritter, 2012).

➤ **Le couvert végétal**

Les facteurs intrinsèques au sol (pente, propriétés pédologiques, infiltration) et les paramètres climatiques influencent directement le ruissellement, mais demeurent insuffisants pour une analyse exhaustive de l'érosion (Sabir, 1987 ; Montoroi, 2012). La densité du couvert végétal constitue un facteur déterminant dans la résistance des sols à l'érosion : plus la couverture végétale est dense, plus la protection du sol est efficace et plus l'impact des précipitations est atténué (Mesrar et al., 2015 ; Warda et El Houda, 2017).

La végétation contrôle l'érosion selon plusieurs mécanismes (CROM, 2009), et les zones faiblement végétalisées présentent un potentiel érosif élevé (Soti et al., 2005 ; Dumas, 2010). Le couvert végétal assure une double protection : d'une part, il favorise l'infiltration, améliore les propriétés physico-chimiques du sol et assure la cohésion des matériaux par le système racinaire ; d'autre part, il dissipe l'énergie cinétique des gouttes de pluie et intercepte une fraction des précipitations (Moss et Green, 1987).

➤ **La Topographie**

Les paramètres de l'érosion regroupent les différentes variables permettant de décrire et d'analyser les facteurs contribuant à ce phénomène. Par exemple, la pente représente un indicateur clé du facteur topographique (Le Bissonnais et al., 2002). Elle constitue l'un des éléments majeurs influençant les pertes de sol dues à l'érosion hydrique (Bleu et Antipolis, 2003), également bien par son angle, qui conditionne la vitesse de l'écoulement de surface, que

par sa longueur, qui augmente le débit et accélère ce ruissellement (Koussa et Bouziane, 2018 ; Remmas, 2014 ; Inoubli, 2016). Des études réalisées avec des prélèvements naturels et simulées à l'échelle du mètre carré ont démontré une augmentation significative de l'érosion liée à la pluie lorsque la pente s'élève de 2 à 8 % (Chaplot et Le Bissonnais, 2000). Par ailleurs, la microtopographie locale joue également un rôle en favorisant la concentration du ruissellement (Sorial et Lacharité, 1988).

➤ **Activités anthropiques**

L'érosion définit le déplacement de particules et d'agrégats de sol sous l'effet de deux agents principaux : le vent et l'eau (Téchené, 2010). Si l'érosion hydrique est un processus naturel, les activités humaines peuvent en provoquer l'accélération (Duchemin et al., 2001). Parmi les facteurs influençant ce phénomène, l'action anthropique demeure la plus déterminante (Talbi, 1997). En effet, l'homme joue un rôle majeur dans le déclenchement et l'amplification de l'érosion hydrique (Roose, 1994). Cette influence se manifeste à travers des activités telles que l'agriculture, l'exploitation forestière, le pâturage, ainsi que la construction de routes et de bâtiments, qui modifient les dynamiques d'érosion diverses et en augmentent souvent très considérablement l'intensité (Montanarella et al., 2016). Ces pratiques humaines sont également responsables de l'apparition ou de l'expansion des sols nus, qui peuvent couvrir jusqu'à 0,20 % de la surface du sol (Ouedraogo et al., 2019).

2.2.2.2. Forme d'érosion hydrique

a) - Erosion de rejaillissement (Splash)

Ce phénomène de rejaillissement sous l'impact des gouttes, ou « splash », déplace les particules sur quelques dizaines de centimètres, la distance parcourue dépendant de la masse des particules et de l'angle d'incidence des gouttes de pluie par rapport à la surface (Figure 8) (Morsli, 2015 ; Ghadiri and Payne, 1977).

L'érosion hydrique s'amorce lorsque, sous l'impact des gouttes de pluie, les agrégats de sol se désagrègent et sont mobilisés (Grangeon, 2012 ; Le Bissonnais, 1996). L'énergie cinétique des gouttes n'est plus absorbée par le sol mais se transforme en force de cisaillement qui provoque le détachement et la projection des particules (Amamra, 2017 ; Ellison, 1947). Le rejaillissement peut propulser les particules de sol jusqu'à 0,60 m verticalement et 1,5 m horizontalement (Maamarkouadri, 2012 ; Savat and Poesen, 1981).

L'humidité initiale du sol constitue une variable déterminante affectant les processus d'érosion et peut expliquer une grande partie de la variation de l'intensité du splash et du taux d'érosion observé (Ben bachir, 2012 ; Truman and Bradford, 1990). Sur sol nu, l'impact des gouttes de pluie joue un rôle majeur car il provoque plusieurs effets :

- La désagrégation des agrégats de sol et le rejaillissement des fragments (Poesen and Savat, 1981) ;
- La modification de la surface du sol qui conduit à la formation d'une croûte de battance imperméabilisante (Bresson and Boiffin, 1990 ; Valentin and Bresson, 1992) ;

- La modification du régime d'écoulement caractérisée principalement par une diminution de la vitesse d'infiltration et une augmentation de la turbulence du ruissellement (Lenoble, 2003 ; Assouline, 2004). Cette croûte superficielle réduit la perméabilité du sol, favorisant ainsi le ruissellement et l'érosion en nappe (Römken et al., 1990).

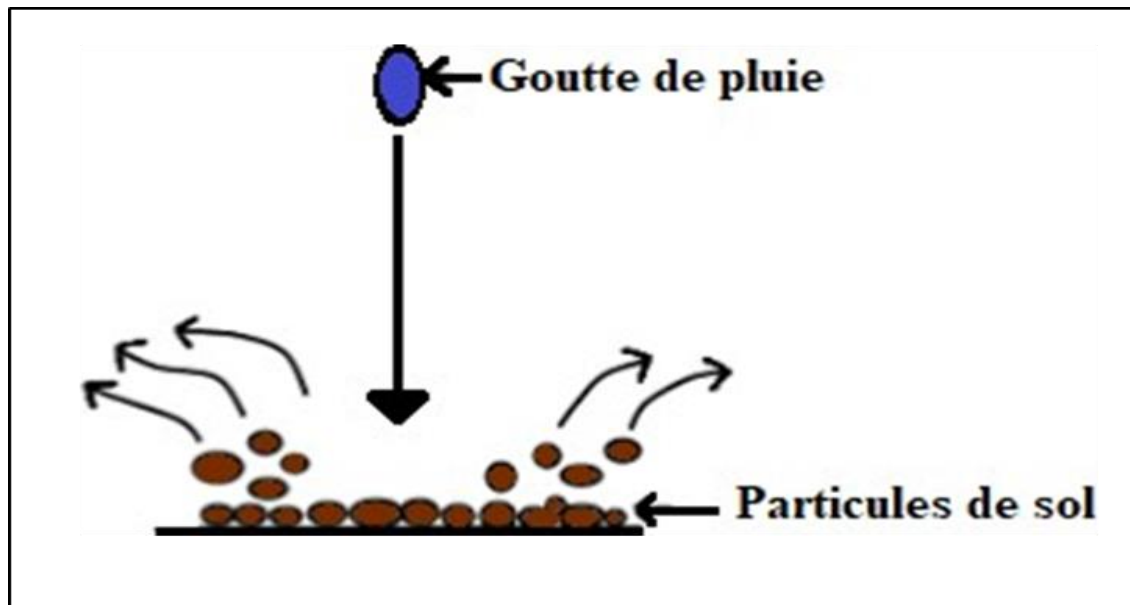


Figure 8 : Effet d'une goutte de pluie (effet splash) (Bouhadeb, 2019).

b) - Erosion en nappe

L'érosion en nappe (Figure 9), qui se caractérise par l'arrachement relativement uniforme d'une mince pellicule de sol, résulte de l'écoulement d'un mélange d'eau et de particules terreuses sous forme de nappe le long de la pente (Rakotonanahary et al., 2008 ; Ellison, 1947). Ce type d'érosion est difficilement perceptible à court terme, mais peut engendrer des pertes de sol considérables sur le long terme (Beaulieu et al., 2007 ; Lal, 1976).

Ce phénomène s'observe principalement sur les pentes faibles où l'eau ne parvient pas à se concentrer en chenaux (Hudson, 1995). Le processus d'érosion en nappe dépend de l'intensité maximale des précipitations qui déclenchent le ruissellement ainsi que de l'énergie cinétique des gouttes de pluie, c'est-à-dire de l'impact des gouttes qui détachent les particules (Villemure, 2006a ; Foster et al., 1982). Il s'agit d'un décapage uniforme de l'horizon superficiel du sol, où une perte de 1 mm sur 1 hectare correspond à un volume de 10 m³ de matériaux fertiles perdus, ces dommages étant pratiquement irréversibles à l'échelle humaine (Naulin and Triplet, 2003 ; Roose, 1994).

L'érosion en nappe affecte préférentiellement les horizons de surface riches en matière organique et en éléments nutritifs, entraînant une diminution progressive de la fertilité des sols (Morgan, 2005). Sa détection précoce demeure difficile car elle n'occasionne pas de formes spectaculaires comme les rigoles ou les ravines, mais ses impacts cumulatifs sur la productivité agricole peuvent être considérables (Govers et al., 1996 ; Boardman and Poesen, 2006).

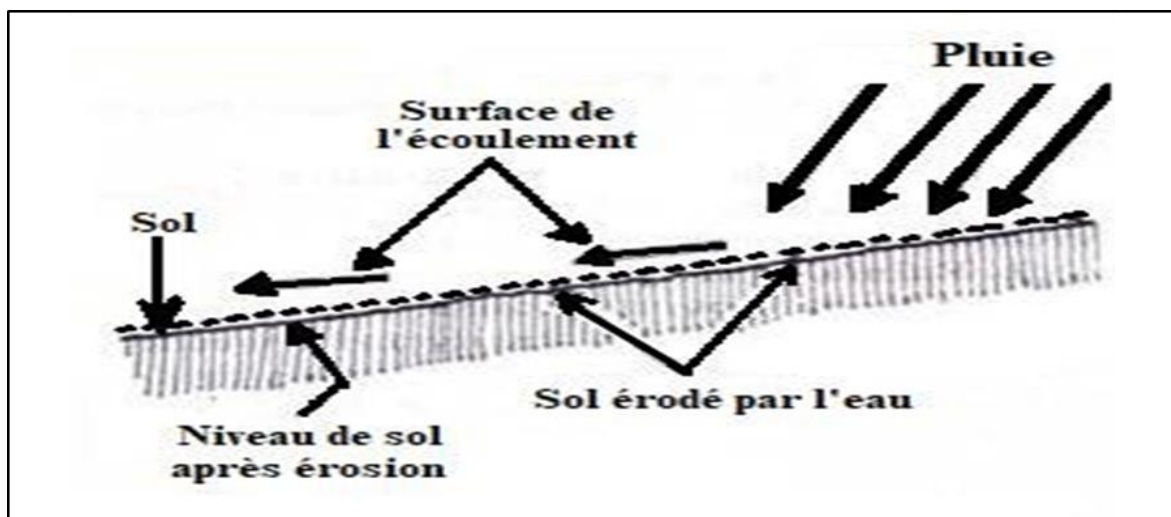


Figure 9 : L'érosion en nappe (Julien, 2010).

c) - Erosion linéaire

Lorsque le sol atteint sa capacité d'absorption maximale, l'excédent d'eau ruisselle en surface (Horton, 1933). Le ruissellement génère différentes formes d'érosion linéaire (ou érosion concentrée), qui résulte de l'arrachement des particules par l'écoulement rapide de l'eau et se manifeste sous forme de rigoles, appelées ravines lorsqu'elles atteignent de grandes dimensions (Poesen et al., 2003).

Ce type d'érosion peut apparaître lorsque l'érosion diffuse alimente les traces de passage des engins agricoles ou les sillons de travail du sol (Takken et al., 1999). On distingue l'érosion en rigoles parallèles, qui se développe sur un versant, de l'érosion concentrée de talweg, qui génère des incisions dans le fond des vallons (Antoni and Darboux, 2009 ; Desmet and Govers, 1997).

Contrairement à l'intuition, les processus d'érosion linéaire se manifestent moins fréquemment sur les terrains cultivés et apparaissent davantage dans les zones présentant des sols moins érodibles et couverts de végétation protectrice (Figueiredo and Fonseca, 1997). Cette apparente contradiction s'explique par le fait que les sols cultivés subissent principalement une érosion diffuse qui mobilise les particules avant qu'elles ne puissent former des concentrations d'écoulement suffisantes pour créer des rigoles profondes (Morgan, 2005). En revanche, sur les sols végétalisés, lorsque le ruissellement se concentre dans des zones de faiblesse (sentiers, zones de surpiétinement), l'érosion linéaire peut s'intensifier rapidement et créer des ravines spectaculaires (Valentin et al., 2005 ; Poesen et al., 2006).

d) - Erosion en griffes et rigoles

La plupart du temps, l'érosion fluviale demeure confinée à l'intérieur d'un chenal d'écoulement (Janicke, 2002 ; Knighton, 1998). L'érosion en rigoles constitue une forme particulière d'érosion linéaire qui se produit lorsque des irrégularités existent à la surface du sol, souvent créées par les pratiques culturales (Govers et al., 1990). Les eaux se concentrent alors, s'écoulent suivant les lignes de moindre résistance, et le ruissellement acquiert une énergie érosive suffisante pour mettre en mouvement des particules facilement détachables (Sabir, 1987

; Foster, 1982). Ce type d'érosion se caractérise par la formation de rigoles quasi parallèles, à forte densité mais de dimensions et de profondeurs modestes, accompagnées d'une érosion diffuse sur les bandes inter-rigoles (Mabit et al., 2002 ; Cerdan et al., 2002).

e) - Érosion des chenaux fluviaux

L'érosion des chenaux fluviaux engendre des impacts significatifs qui se déploient à deux échelles complémentaires : l'échelle locale, où se manifestent des modifications morphologiques directes, et l'échelle du bassin versant, où les effets se propagent à travers le réseau hydrographique. Ces perturbations affectent durablement les systèmes socio-économiques et environnementaux des territoires concernés.

À l'échelle locale, les processus d'incision verticale et d'érosion latérale provoquent un approfondissement et un élargissement progressif des lits mineurs, transformant la morphologie des cours d'eau (Prosser et al., 2001 ; Simon et Rinaldi, 2006). Ces dynamiques morphodynamiques se traduisent concrètement par une perte de terres agricoles productives, particulièrement dans les zones riveraines fertiles, et par une fragmentation des parcelles qui complique l'accès aux exploitations. L'instabilité chronique des berges dévalue les propriétés riveraines et menace les infrastructures implantées à proximité des cours d'eau. Les ponts, routes et bâtiments voient leur stabilité structurelle progressivement compromise, nécessitant des interventions coûteuses de consolidation ou de relocalisation.

À l'échelle du bassin versant, les conséquences se manifestent principalement par une dégradation de la qualité des eaux de surface, liée à l'augmentation des charges sédimentaires et de la turbidité (Owens et al., 2005 ; Walling, 2005). L'apport excessif de sédiments fins entraîne le colmatage des habitats aquatiques, notamment les zones de reproduction des espèces piscicoles, provoquant une perte de biodiversité. Ces sédiments constituent également un vecteur privilégié pour le transport de nutriments et de contaminants tels que les pesticides et les métaux lourds, amplifiant les risques de pollution diffuse (Smith et al., 1999).

f) - Erosion en ravine

L'énergie du ruissellement provoque le ravinement, tandis que l'humectation des sols peut déclencher des mouvements de masse sur les versants instables (Roose, 1984b ; Poesen et al., 2003). On qualifie de ravines les incisions dont la profondeur atteint plusieurs dizaines de centimètres (plus de 50 cm) (Pinte, 2006 ; Poesen et al., 2006). La profondeur de ces incisions peut même atteindre deux mètres ou plus (Dahmani, 2012 ; Valentin et al., 2005).

Cette forme d'érosion est considérée comme la phase la plus destructrice de l'érosion hydrique, car elle affecte les horizons profonds du sol jusqu'à la roche mère, et progresse simultanément en largeur, en profondeur et en longueur (Morgan, 2005 ; Poesen et al., 2003). L'érosion en ravine résulte d'une combinaison de processus incluant l'érosion par sapement à la tête de ravine, l'incision linéaire du fond, et l'élargissement par effondrements latéraux des parois (Vandekerckhove et al., 2000).

L'intensité de l'érosion en ravine est influencée par plusieurs facteurs : la nature lithologique (notamment les formations marneuses), la déclivité du terrain, l'exposition des versants, l'occupation des sols, l'intensité des précipitations, la perméabilité des formations

superficielles, et la densité du couvert végétal (Warda and El Houda, 2012 ; Poesen et al., 2003). Les terrains marneux sont particulièrement vulnérables en raison de leur faible résistance mécanique et de leur sensibilité aux cycles d'humectation-dessiccation (Torri et al., 2000). La topographie, en conditionnant la concentration des écoulements, joue également un rôle déterminant dans l'initiation et le développement des ravines (Desmet et al., 1999).

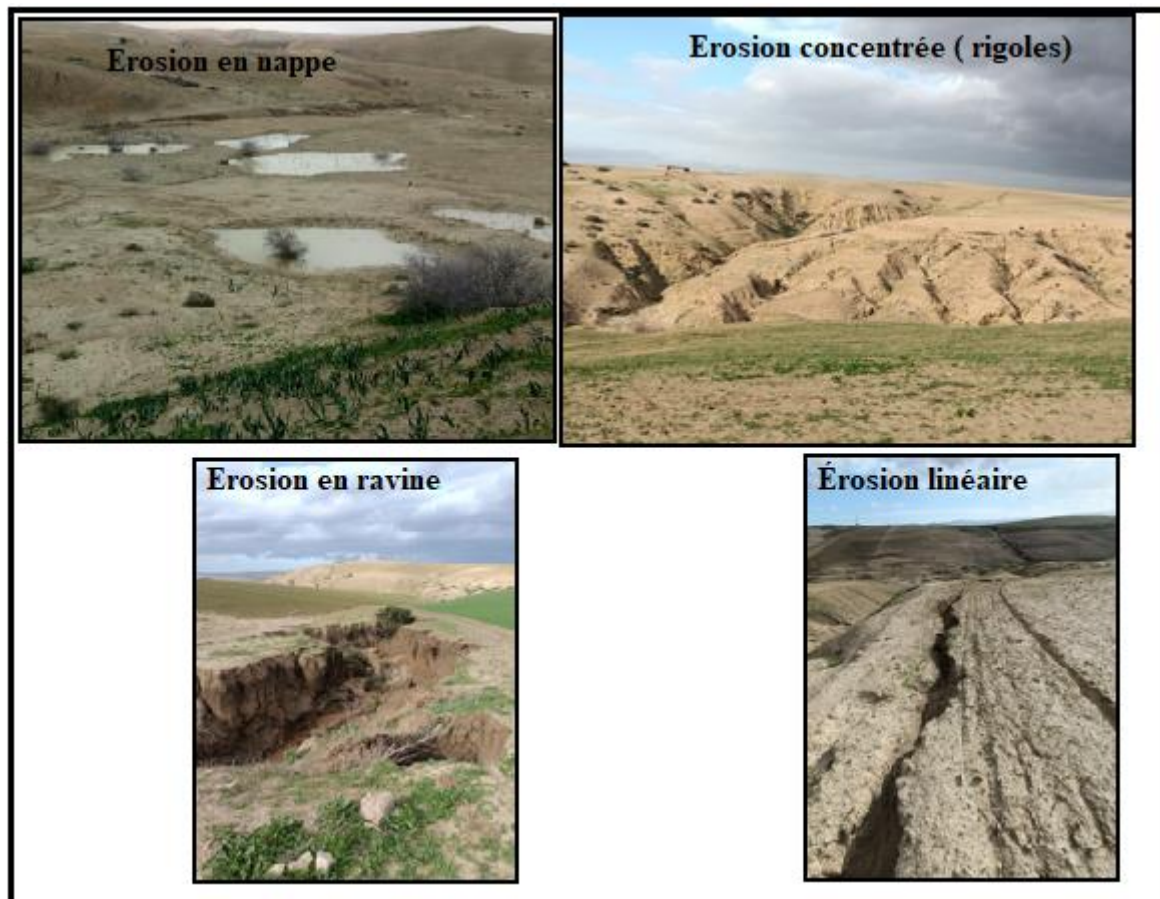


Figure 10 : Les formes d'érosion hydrique présente dans la région d'étude (Saouli ; Février 2026).

g) - Erosion en masse

La cause des mouvements de masse (lents ou rapides) réside dans le déséquilibre entre, d'une part, la masse de la couverture pédologique, l'eau qui s'y accumule et la végétation qui la recouvre et, d'autre part, les forces de friction de ces matériaux sur le substrat de roche altérée en pente sur lequel ils reposent (pente critique de 30 à 40 degrés, soit environ 65 %) (Mansour, 2016 ; Selby, 1993).

Les mouvements de masse sont associés à des événements pluvieux exceptionnels, mais leur déclenchement est fréquemment provoqué par une intervention anthropique (Sidle and Ochiai, 2006). (Figure 11) Ce type d'érosion est particulièrement répandu dans les zones montagneuses (Faleh and Maktite, 2014 ; Cruden and Varnes, 1996).



Figure 11 : Photo d'érosion en masse

De nombreux facteurs peuvent déclencher des mouvements de masse, incluant la déforestation, les conditions topographiques, le déchaussement de versant, le climat (précipitations intenses/fonte des glaces), la géologie (présence de couches imperméables et d'argiles gonflantes), les séismes et les éruptions volcaniques (Guerra et al., 2017 ; Highland and Bobrowsky, 2008).

Il existe différents types de mouvements de masse (figure 12) (Varnes, 1978 ; Hungr et al., 2014) :

❖ **Les glissements lents (creep)**

Il s'agit d'un déplacement progressif et continu des horizons superficiels de la couverture pédologique, généralement sans rupture nette, qui s'observe couramment sur les pentes fortes. Ce phénomène se manifeste par la forme inclinée des jeunes plants forestiers et la courbure caractéristique à la base des arbres adultes (Selby, 1993 ; Dikau et al., 1996).

❖ **Les glissements rapides (landslides)**

Les glissements de terrain planaires correspondent au décollement d'une couche de sol d'épaisseur variable, glissant sur un horizon plus compact (souvent constitué de roche altérée) qui sert de surface de rupture (Cruden and Varnes, 1996). Ce phénomène est particulièrement fréquent sur les schistes dont le pendage est parallèle à la topographie (pendage conforme), sur les gneiss et sur les formations marneuses en cours d'altération (Selby, 1993 ; Turner and Schuster, 1996).

❖ **Les versants moutonnés (solifluction)**

Ces formes ondulées apparaissent en conditions humides lorsque les horizons superficiels dépassent leur limite de plasticité et progressent lentement, comme une pâte visqueuse, entre le réseau racinaire qui maintient l'horizon de surface et l'horizon compact imperméable que constitue l'altérite des marnes ou des argilites (Ballantyne, 2002 ; French,

2007). Ce processus, appelé solifluction, est particulièrement actif dans les régions à cycles gel-dégel fréquents ou à forte pluviométrie (Matsuoka, 2001).

❖ **Les coulées boueuses**

Les coulées boueuses sont des mélanges d'eau et de matériaux terreux à forte concentration ayant dépassé leur limite de liquidité, qui transportent à grande vitesse des volumes considérables de boue et de blocs rocheux de taille importante (Hung et al., 2001 ; Coussot and Meunier, 1996). Lorsqu'elles viennent de se produire, elles se présentent sous la forme d'un chenal d'écoulement se terminant par un lobe de matériaux à texture très hétérogène formant un cône de déjection (Iverson, 1997 ; Jakob and Hung, 2005). (Figure 12)

Ces phénomènes, également appelés laves torrentielles ou debris flows, se déclenchent généralement lors d'épisodes pluvieux intenses sur des versants pentus présentant une forte disponibilité en matériaux meubles (Van Asch et al., 1999). Leur comportement rhéologique particulier, intermédiaire entre un écoulement liquide et un glissement solide, leur confère un pouvoir destructeur considérable (Takahashi, 2007). La vitesse de ces coulées peut atteindre plusieurs mètres par seconde, voire dépasser 10 m/s dans certains cas extrêmes (Rickenmann, 1999).

Les coulées boueuses constituent un risque naturel majeur dans les régions montagneuses et peuvent causer des dommages importants aux infrastructures et aux zones habitées situées en aval (Cruden and Varnes, 1996 ; Dowling and Santi, 2014). Leur prévision et leur gestion nécessitent une surveillance attentive des conditions météorologiques et une cartographie précise des zones à risque (Guzzetti et al., 2005).

❖ **Les glissements rotationnels en « coups de cuillère »**

Il s'agit de glissements où la surface du sol et une partie de la masse se déplacent en effectuant une rotation, formant ainsi une contrepente sur le versant (Cruden and Varnes, 1996). Ce phénomène se manifeste souvent par une succession de niches d'arrachement concentriques, conférant au paysage un aspect moutonné caractéristique (Highland and Bobrowsky, 2008).

Au creux de chaque niche, on observe généralement une zone saturée en eau où se développe une végétation adaptée aux conditions d'hydromorphie (Remmas, 2014). Après des périodes très humides, un ruissellement peut s'installer sur les bordures de la contrepente et ce ravinement fait progressivement disparaître la contrepente, ne laissant qu'une dépression difficile à distinguer d'un ravinement ordinaire (Remmas, 2014). Ces glissements, également appelés glissements circulaires, se produisent préférentiellement dans les matériaux argileux homogènes où la surface de rupture suit une forme cylindrique (Skempton and Hutchinson, 1969 ; Varnes, 1978).

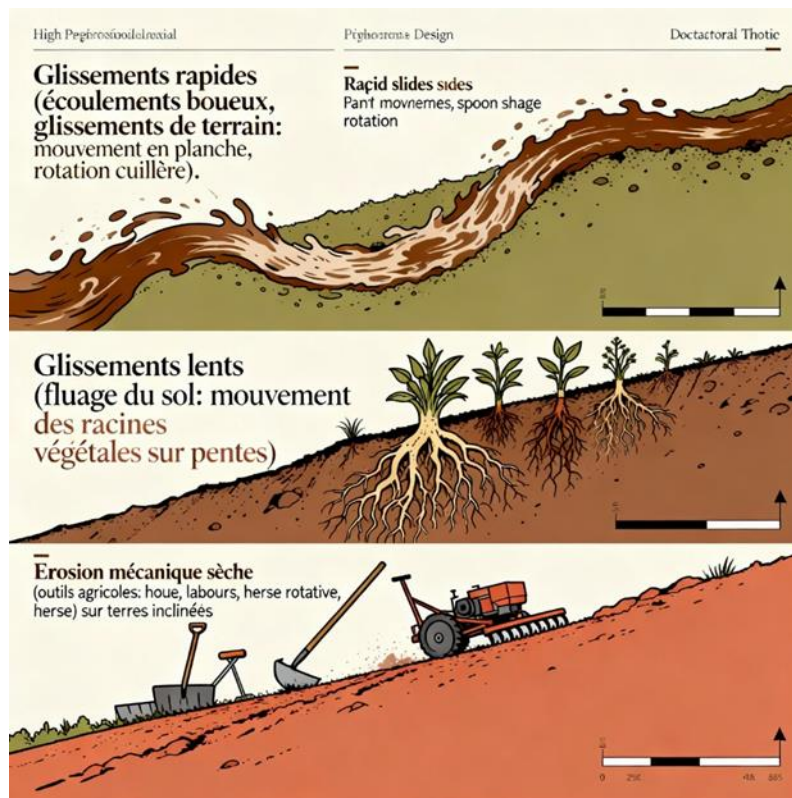


Figure 12 : Différentes formes d'érosion en masse (Roose and De Noni, 2004).

2.3. Effets du changement climatique sur l'érosion

Le changement climatique influence fortement les variables climatiques qui contrôlent l'intensité de l'érosion hydrique :

- rainfall erosivity (force destructrice des pluies) tend à augmenter avec l'intensification des précipitations extrêmes, ce qui intensifie la capacité de ruissellement à mobiliser les particules du sol vers le réseau hydrographique ;
- Les périodes sèches prolongées réduisent la couverture végétale, diminuent la cohésion des sols et augmentent leur susceptibilité à l'ablation lors des prochains événements pluvieux.
- Les pluies de forte intensité, même si elles sont rares, produisent des pics de ruissellement très élevés, responsables d'une part significative des pertes en sol et du charriage de sédiments vers les cours d'eau principaux.

Des études de modélisation montrent que, sous des scénarios climatiques projetés, les volumes d'érosion et de rendement sédimentaire augmentent significativement par rapport à des conditions climatiques de référence. Par exemple, dans le bassin de Gaoping, l'érosion totale et le rendement sédimentaire ont augmenté respectivement de 4 à 25 % et de 8 à 65 % sous un scénario A1B comparé à la période de référence.

Ces résultats s'alignent avec d'autres travaux internationaux qui soulignent l'importance d'intégrer les scénarios de changement climatique dans l'estimation de l'érosion hydrique à l'échelle des bassins versants afin de prévoir la réponse des systèmes hydrosédimentaires à des conditions extrêmes et futures.

2.4. Méthodes d'estimation de l'érosion

L'évaluation quantitative de l'érosion hydrique et de la production sédimentaire constitue un enjeu majeur pour la compréhension des dynamiques hydrosédimentaires et la mise en œuvre de stratégies de gestion adaptées. Plusieurs approches méthodologiques ont été développées au fil des décennies, se distinguant par leur degré de complexité, leurs exigences en termes de données et leur domaine d'application privilégié.

Les modèles empiriques reposent sur l'établissement de relations statistiques entre les pertes de sol observées et un ensemble de variables explicatives. L'Équation Universelle de Perte en Sol (USLE - Universal Soil Loss Equation), développée par Wischmeier et Smith (1965, 1978), représente l'archétype de cette approche et demeure l'un des outils les plus utilisés mondialement pour estimer l'érosion à l'échelle de la parcelle. Cette équation estime la perte de sol moyenne annuelle en multipliant cinq facteurs : l'érosivité des pluies (R), l'érodibilité du sol (K), la longueur et l'inclinaison de la pente (LS), la couverture végétale (C) et les pratiques antiérosives (P).

Malgré sa simplicité conceptuelle et sa facilité d'application, l'USLE présente plusieurs limitations qui ont été soulignées par de nombreux auteurs (Renschler et Harbor, 2002 ; Merritt et al., 2003). Elle a été calibrée pour des parcelles agricoles de petite taille dans les conditions climatiques du Midwest américain et ne prend pas en compte les processus de dépôt ni les dynamiques temporelles à l'échelle événementielle (Boardman et Poesen, 2006). Sa version révisée (RUSLE - Revised USLE), proposée par Renard et al. (1997), intègre des améliorations substantielles dans le calcul des différents facteurs et permet une application à des échelles spatiales plus larges grâce à son intégration dans les systèmes d'information géographique (Mitasova et al., 1996 ; Van Remortel et al., 2004). Des adaptations régionales de ces modèles ont été développées pour différents contextes géographiques, notamment pour le bassin méditerranéen où les régimes pluviométriques diffèrent significativement des conditions nord-américaines (De Jong, 1994 ; Van der Knijff et al., 2000). Ces modèles demeurent largement utilisés en raison de leur simplicité opérationnelle, de leurs faibles exigences en données d'entrée et de la disponibilité de bases de données permettant d'estimer les différents facteurs (Panagos et al., 2015).

Les modèles semi-empiriques constituent une approche intermédiaire combinant des bases conceptuelles physiques avec des paramétrisations empiriques. Le modèle MUSLE (Modified USLE), proposé par Williams (1975), adapte l'USLE pour estimer l'érosion à l'échelle événementielle en remplaçant le facteur d'érosivité des pluies par un indice de ruissellement calculé à partir du volume et du débit de pointe. Cette modification améliore considérablement les prédictions à l'échelle de l'événement et élimine le besoin de facteurs de livraison sédimentaire (Sadeghi et al., 2014).

D'autres modèles de cette catégorie, tels que ANSWERS (Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation) développé par Beasley et Huggins (1982), AGNPS (Agricultural Non-Point Source Pollution Model) proposé par Young et al. (1989), ou encore SWAT (Soil and Water Assessment Tool) conçu par Arnold et al. (1998), décomposent le bassin versant en cellules ou sous-bassins élémentaires et simulent les processus

hydrosédimentaires pour chaque événement pluvieux ou à pas de temps continu. Ces modèles intègrent une représentation spatiale explicite des caractéristiques du bassin et permettent d'identifier les zones sources de sédiments ainsi que d'évaluer l'impact des pratiques de gestion (Gassman et al., 2007 ; Arnold et al., 2012). Le modèle SWAT, en particulier, a connu un développement considérable et une application à l'échelle mondiale pour l'estimation de l'érosion et du transport sédimentaire dans des bassins versants de tailles variées (Neitsch et al., 2011 ; Abbaspour et al., 2015). Ces modèles nécessitent toutefois des données d'entrée plus nombreuses et une calibration spécifique au site d'étude, généralement réalisée à partir de mesures hydrométriques et sédimentométriques (Moriassi et al., 2007).

Les modèles à base physique s'appuient sur la résolution numérique des équations fondamentales régissant les processus hydrologiques et érosifs. Ces modèles, tels que WEPP (Water Erosion Prediction Project) développé par Flanagan et Nearing (1995), LISEM (Limburg Soil Erosion Model) proposé par De Roo et al. (1996), EUROSEM (European Soil Erosion Model) conçu par Morgan et al. (1998), ou encore KINEROS (Kinematic Runoff and Erosion Model) développé par Woolhiser et al. (1990), simulent explicitement les mécanismes de détachement, de transport et de dépôt des particules en résolvant les équations de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie.

Ces modèles représentent les processus à l'échelle fine (événement pluvieux, parcelle ou versant) et permettent d'analyser la contribution relative des différents processus érosifs ainsi que leur variabilité temporelle au cours d'un événement (Jetten et al., 2003 ; Nearing et al., 2005). WEPP, par exemple, simule l'érosion en rigoles et entre-rigoles, le dépôt sédimentaire et peut être appliqué à différentes échelles spatiales, de la parcelle au petit bassin versant (Laflen et al., 1997 ; Flanagan et al., 2007). LISEM intègre une représentation détaillée de l'infiltration, du ruissellement et des processus érosifs en utilisant une approche distribuée basée sur un maillage raster (De Roo et Jetten, 1999).

Ces modèles offrent une grande flexibilité et peuvent théoriquement être appliqués à des contextes variés sans recalibration extensive, puisqu'ils reposent sur des paramètres physiques mesurables (Jetten et Favis-Mortlock, 2006). Toutefois, ils exigent des données d'entrée détaillées et précises : propriétés hydrauliques du sol (conductivité hydraulique, courbes de rétention), caractéristiques des précipitations à pas de temps fin (souvent inférieur à l'heure), microtopographie et rugosité de surface (Hessel et al., 2003 ; Takken et al., 2005). Ces informations ne sont pas toujours disponibles, particulièrement dans les régions où les réseaux d'observation sont limités.

Leur mise en œuvre requiert également une expertise technique importante et des ressources de calcul significatives, particulièrement pour des applications à l'échelle du bassin versant (Jetten et al., 1999). La validation de ces modèles reste un défi majeur en raison de la difficulté d'obtenir des mesures d'érosion spatiales et temporelles suffisamment détaillées (Brazier et al., 2000 ; Parsons et al., 2004). Malgré ces contraintes, les modèles physiques constituent des outils précieux pour explorer les dynamiques hydrosédimentaires dans le contexte du changement climatique, pour évaluer l'efficacité de différentes stratégies de gestion conservatoire des sols et pour améliorer notre compréhension fondamentale des processus érosifs (Nearing et al., 2011 ; Boardman, 2013 ; Bagarello et al., 2018).

Plus récemment, l'émergence des techniques de télédétection et de modélisation spatiale a ouvert de nouvelles perspectives pour l'estimation et le suivi de l'érosion à différentes échelles (Vrieling, 2006 ; Mitsova et al., 2013). L'utilisation d'images satellitaires multispectrales et hyperspectrales permet d'identifier les zones érodées et de cartographier la distribution spatiale des facteurs contrôlant l'érosion (Shruthi et al., 2011). Les techniques LIDAR (Light Detection and Ranging) fournissent des modèles numériques de terrain à très haute résolution, essentiels pour caractériser finement la topographie et détecter les changements morphologiques liés à l'érosion (Tarolli, 2014 ; Eltner et al., 2016).

2.5. Historique sur le transport solide, crue, et envasement des barrages.

2.5.1. Variabilité hydrosédimentaire et réponse des bassins versants aux forçages climatiques

Les travaux de Bouanani et al. (2013), menés sur l'oued Sikkak, mettent en évidence une variabilité interannuelle extrême du transport solide, caractérisée par des dégradations spécifiques variant de 4 à 745 t·km⁻²·an⁻¹. Cette dispersion traduit la forte dépendance du transport sédimentaire vis-à-vis des conditions hydro-climatiques annuelles, suggérant une sensibilité élevée du bassin aux fluctuations climatiques.

La concentration du transport solide au printemps (67 % du flux annuel) souligne le rôle combiné des pluies efficaces, de la saturation des sols et de la dynamique saisonnière de la végétation. Dans un contexte de changement climatique, une modification de la répartition saisonnière des précipitations pourrait ainsi entraîner un déplacement temporel des pics de transport solide, avec des conséquences directes sur l'érosion des sols et l'alimentation sédimentaire des retenues.

La relation non linéaire Q_s-Q_l observée (exposant b variant de 0,8 à 2,2 selon les saisons) met également en évidence que toute modification du régime hydrologique notamment une augmentation de la fréquence des débits élevés pourrait se traduire par une réponse sédimentaire disproportionnée, renforçant les risques d'érosion accélérée.

2.5.2. Crues extrêmes, hystérésis et changement climatique

L'analyse événementielle développée par Kazi-Tani et al. (2020) sur l'oued Sebdu apporte des éléments déterminants pour comprendre le rôle des crues dans le bilan sédimentaire annuel. Les résultats montrent que certaines classes de crues, bien que peu fréquentes, contribuent de manière dominante au transport solide total. Cette observation est particulièrement pertinente dans un contexte de changement climatique, où une augmentation attendue de l'intensité des événements extrêmes pourrait amplifier la part des crues majeures dans la mobilisation sédimentaire.

Les phénomènes d'hystérésis identifiés traduisent une mémoire du bassin versant, dépendante de l'état antérieur des sols et de la disponibilité en sédiments. Or, le changement climatique, en modifiant la succession des périodes sèches et humides, est susceptible d'altérer ces mécanismes de stockage et de relargage sédimentaire, rendant les réponses hydrosédimentaires plus imprévisibles.

Les résultats de Megnounif et al. (2004), montrant que 93 % du transport solide est assuré par des crues représentant seulement 64 % des volumes écoulés, renforcent l'hypothèse selon laquelle les événements extrêmes constituent le principal vecteur de l'impact climatique sur les flux sédimentaires.

2.5.3. Saisonniété, état des sols et vulnérabilité climatique

Les études menées sur l'oued Tafna (Megnounif et al., 2003) mettent en évidence une dissociation marquée entre débits liquides et transport solide, avec un maximum sédimentaire automnal malgré des écoulements printaniers dominants. Cette configuration souligne le rôle critique de l'état de surface des sols, fortement influencé par la durée et l'intensité des périodes sèches.

Dans un contexte de réchauffement climatique, l'allongement des périodes de sécheresse estivale et la dégradation accrue du couvert végétal pourraient accentuer la vulnérabilité des sols à l'érosion lors des premières pluies automnales. Cette évolution est susceptible d'augmenter significativement les apports solides précoces, avec des implications majeures pour la gestion des retenues et la qualité des eaux.

2.5.4. Modélisation statistique face à la non-stationnarité climatique

Les approches statistiques développées par Achite et Meddi (2004, 2005) reposent implicitement sur l'hypothèse de stationnarité des relations Q_s - Q_l . Or, le changement climatique remet en question cette hypothèse, en introduisant une non-stationnarité potentielle des régimes hydrologiques et sédimentaires.

Si les modèles empiriques de type puissance présentent de bonnes performances à court terme, leur extrapolation dans un contexte de changement climatique reste incertaine. Cela souligne la nécessité d'intégrer explicitement les tendances climatiques, la variabilité interannuelle accrue et les changements d'usage des sols dans les modèles de transport solide.

2.5.5. Envasement des barrages et implications climatiques

Les travaux de Larfi et Remini (2006) et de Hallouz et al. (2012) établissent un lien direct entre le transport solide et l'envasement des barrages, validant les estimations hydrosédimentaires par des observations bathymétriques. Dans un contexte de changement climatique, l'augmentation potentielle des apports solides menace directement la durée de vie des ouvrages hydrauliques, accentuant les tensions sur les ressources en eau mobilisables.

Ainsi, l'évolution future du climat pourrait non seulement modifier les volumes écoulés, mais également accélérer les processus d'envasement, compromettant les stratégies de gestion à long terme des barrages.

2.5.6. Vers des approches intégrées et adaptatives

Les travaux récents, notamment ceux de Tachi (2017), illustrent l'intérêt croissant des approches avancées (réseaux de neurones, intelligence artificielle) pour modéliser la complexité des processus hydrosédimentaires. Ces méthodes offrent un potentiel intéressant pour intégrer des variables climatiques explicites (indices de sécheresse, intensité des pluies extrêmes,

températures), ouvrant la voie à des modèles adaptatifs capables de prendre en compte la non-stationnarité climatique.

2.5.7. Positionnement précis de la thèse

Au regard de cette analyse critique, la présente thèse s'inscrit dans la continuité des travaux antérieurs tout en visant à dépasser leurs limites, en se concentrant sur :

1. L'analyse de l'impact du changement climatique sur la variabilité hydrologique et sédimentaire,
2. L'évaluation de la non-stationnarité des relations débit–transport solide,
3. La quantification du rôle des événements extrêmes dans un climat en mutation,
4. Le développement d'approches de modélisation intégrant explicitement la variabilité climatique,
5. L'appui à la gestion durable des ressources en eau et à la protection des ouvrages hydrauliques.

2.6. Définition du Transport Solide

Les phénomènes d'érosion, de transport solide et de sédimentation constituent une menace majeure pour nos territoires, entraînant l'appauvrissement progressif des terres agricoles, le comblement accéléré des retenues d'eau et des dommages dont les répercussions économiques s'avèrent particulièrement lourdes (Meddi et al., 1998). La dynamique du transport solide représente un processus d'une grande complexité (Hamid et al., 2011). Parmi les conséquences de l'érosion des bassins versants et du transport des sédiments, l'envasement des barrages demeure sans conteste la plus préoccupante (Bouchelkia and Remini, 2003). Ce processus implique le déplacement par les cours d'eau d'une grande diversité de matériaux, allant des fines particules boueuses jusqu'aux blocs rocheux les plus volumineux susceptibles d'être mobilisés par le courant (Ould kaddour, 2017). Le transport solide s'opère suivant trois modalités distinctes (figure 13), déterminées par la granulométrie des particules : la suspension (permettant un transport sur de longues distances au sein même de la masse d'eau en mouvement) ; la saltation (mode de transition caractérisé par une progression par bonds successifs sur de courtes distances) ; et le charriage (correspondant au déplacement des éléments en contact direct avec le lit du cours d'eau) (Carlos, 1996).

2.6.1. Le Transport Par Charriage

Le transport solide par charriage se rapporte principalement aux éléments de forte granulométrie, dont le diamètre excède généralement 0,5 mm (Jodeau, 2004). Ces matériaux, caractérisés par leur masse volumique élevée et leurs dimensions importantes, ne peuvent être maintenus en suspension dans la colonne d'eau compte tenu de la vitesse d'écoulement disponible (Nouvelot, 1990). Leur déplacement s'effectue selon trois mécanismes distincts : le roulement, le glissement et la saltation (Walid, 2004).

Ce mode de transport concerne essentiellement les matériaux grossiers tels que les sables, les graviers, les galets et les blocs rocheux (Degoutte, 2006). La dynamique du transport par charriage est gouvernée par plusieurs facteurs déterminants : l'intensité du débit liquide, la déclivité du cours d'eau, la configuration morphologique du lit fluvial, ainsi que la disponibilité et les caractéristiques des matériaux mobilisables.

2.6.2. Le Transport Par Suspension

Le transport en suspension désigne le déplacement des particules fines maintenues dans la masse d'eau par la turbulence de l'écoulement sur l'ensemble de la section hydraulique (Kerdoud et Tatar, 2018). Ce processus affecte les éléments de faible masse et de granulométrie réduite, pour lesquels l'intensité turbulente de l'écoulement s'oppose à leur décantation (Lachaussée, 2018).

Cette fraction du transport solide constitue la composante la plus accessible à la mesure, comparativement aux autres modes de déplacement sédimentaire (Nouvelot, 1990). Les prélèvements directs du mélange eau-sédiments permettent de quantifier la concentration en matériaux en suspension et de caractériser leurs propriétés physiques (White, 1986).

Le transport par suspension concerne principalement les particules de granulométrie fine : argiles, limons et sables fins (Gharbi, 2016).

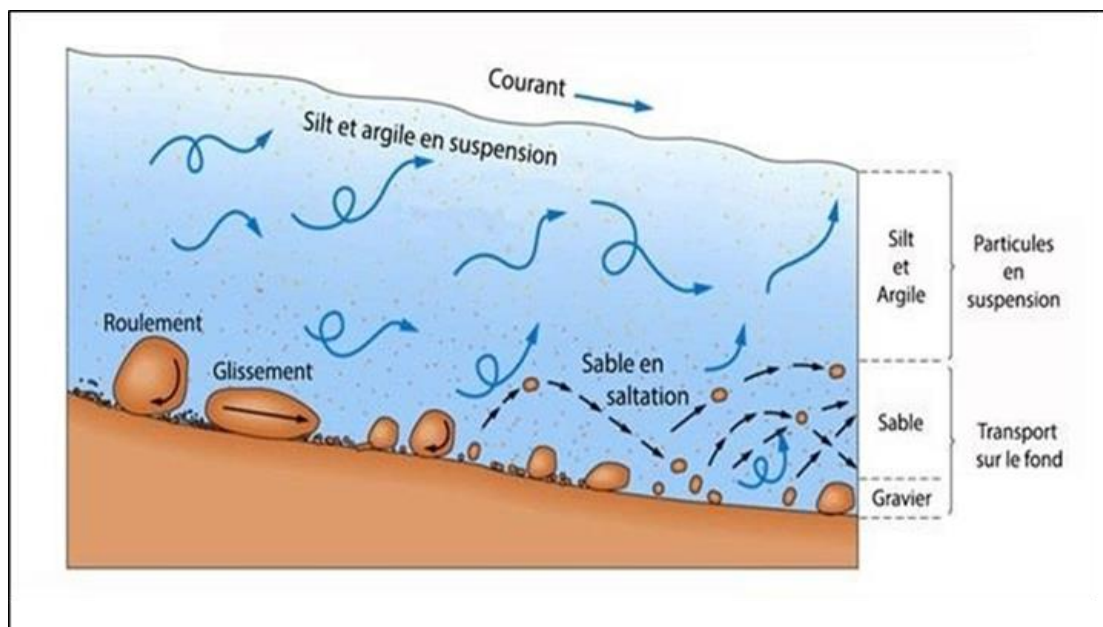


Figure 13 : Les formes et mécanismes de transport solide. (Modeste Meliho 2016).

2.7. Techniques et modèles de prévision du transport solide

La dégradation des terres engendre d'importants problèmes socio-économiques ainsi que des répercussions environnementales majeures. Divers modèles ont été développés pour estimer la quantité des apports solides dans les bassins versants. Un suivi efficace de l'érosion repose sur la garantie que les données fournissent des informations précises et adaptées aux particularités du site étudié (Industrygov-aus, 2016). Pour relever ce défi complexe, une méthodologie rigoureuse est indispensable afin d'assurer une gestion durable des ressources naturelles, telles que les forêts, l'eau, le sol et la biodiversité (Ousmana et al., 2017).

2.7.1. Mesures de terrain

La quantification des pertes de sol peut être réalisée par des mesures directes sur le terrain, notamment par l'installation d'une station de jaugeage ou d'une station hydrologique

située à l'exutoire de la zone étudiée. Ce dispositif permet de suivre simultanément les flux d'eau et les matières solides transportées.

2.7.1.1. L'étude des débits solides

Le débit solide correspond à la masse (en kilogrammes) de sédiments tels que particules, argiles, limons, sables ou graviers transportés par un cours d'eau à une section donnée pendant une unité de temps (seconde). La mobilisation et le transport des matériaux solides par l'écoulement de l'eau sont deux phénomènes distincts. Le débit solide moyen (Q_s) des sédiments en suspension traversant une section est calculé en multipliant la concentration moyenne des sédiments en suspension (C_s) par le débit liquide moyen (Q_l) sur une période donnée (Moufida, 2017). Cette approche permet également d'élaborer des abaques et des modèles mathématiques permettant d'estimer les apports solides annuels (Meddi, 2015).

2.7.1.2. Parcelles expérimentales

Après avoir longuement décrit les mécanismes de l'érosion, les chercheurs ont entrepris des études visant à quantifier ce phénomène à diverses échelles, allant de parcelles d'une centaine de mètres carrés ou de micro-bassins de quelques hectares, jusqu'à des bassins versants étendus sur plusieurs milliers de kilomètres carrés (Morsli, 2015). Pour étudier l'érosion hydrique, les parcelles représentatives doivent être implantées dans les zones principales caractérisées par des sols et climats propices à l'érosion. Ces parcelles doivent également refléter les conditions spécifiques typiques du territoire, notamment le relief, le type de sol, la couverture végétale et les pratiques agricoles. Ce type de mesure à petite échelle permet de mieux évaluer l'influence relative des différents facteurs impliqués dans le phénomène.

Toutefois, ces mesures concernent principalement l'érosion en nappe ou en rigole, qui intéresse surtout les agronomes et pédologues (Roose et Lelong, 1976). Les principaux facteurs à prendre en compte sont la pluviométrie, l'état de surface du sol, la pente et la couverture végétale (Mabit et al., 2002).

2.7.1.3. Les levés bathymétriques

Lorsqu'une crue atteint les eaux calmes d'un réservoir, les matériaux grossiers se déposent dans la zone de tourbillon, formant un delta en file d'attente de retenue. En revanche, les particules fines restent piégées dans le réservoir où elles se déposent, se compactent et se consolident progressivement, ce qui entraîne une diminution de la capacité de stockage en eau (Remini, 2003). La quantification de ces sédiments est effectuée essentiellement par des relevés bathymétriques, tandis que leur densité dépend de plusieurs facteurs tels que la texture, l'épaisseur des dépôts, la minéralogie, le niveau d'eau dans la retenue et l'ancienneté des sédiments (Albergel et al., 2003). Le premier levé bathymétrique réalisé après une ou deux années d'exploitation constitue un indicateur clé pour les gestionnaires de barrage, leur permettant d'évaluer le degré d'envasement et de sélectionner les moyens techniques appropriés pour réduire l'accumulation sédimentaire (Remini et Benfetta, 2015).

La bathymétrie, qui correspond à la mesure par sondage des profondeurs lacustres ou fluviales, s'appuie sur une technologie combinant sondeur hydrographique et GPS différentiel

(Massard, 2007). La concentration moyenne des matières en suspension, issue d'échantillonnages, permet d'attribuer une valeur aux volumes déversés (Benchettouh, 2019). L'incertitude principale de cette méthode réside dans l'estimation de la densité apparente des sédiments, souvent calculée et non évaluée directement, et qui peut varier considérablement selon la profondeur et d'un niveau à l'autre (Morris et Fan, 1998).

2.7.1.4. Les mesures topographiques

Cette méthode consiste à effectuer un suivi diachronique des modifications topographiques d'une parcelle expérimentale dont les dimensions sont définies au préalable et dont les limites sont clairement établies afin de minimiser les effets de bordure liés aux zones adjacentes. L'analyse de ces variations topographiques permet, par une double intégration spatiale selon les axes longitudinal et transversal de la parcelle, de quantifier le volume de matériaux sédimentaires mobilisés par les processus érosifs. Sur le plan opérationnel, deux dispositifs de mesure peuvent être mis en œuvre : d'une part, l'installation d'un réseau de repères fixes constitués de jalons gradués solidement ancrés dans le substrat ; d'autre part, la réalisation de mesures verticales entre la surface topographique et une règle métallique positionnée horizontalement servant de référence altimétrique (Sabir, 1987).

2.7.2. La Télédétection

L'exploitation des outils de cartographie numérique, depuis l'analyse des images spatiales jusqu'à leur intégration dans les systèmes d'information géographique, connaît un développement croissant dans le domaine de la recherche environnementale (Manoa, 2017). Les données issues de capteurs satellitaires tels que Landsat TM ou Spot constituent désormais des ressources privilégiées pour l'élaboration de cartographies dédiées à l'évaluation des aléas érosifs (Mabit et al., 2002). La télédétection se définit comme une méthode d'observation permettant de collecter des informations sur les caractéristiques de la surface terrestre par le biais de l'acquisition d'images, sans nécessiter de contact physique direct avec les objets étudiés (Journaux, 2014). Cette approche recouvre l'ensemble du processus comprenant la capture et l'enregistrement du rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi par les surfaces, suivi du traitement et de l'analyse de ces signaux, aboutissant finalement à leur valorisation opérationnelle (Kergomard, 1990). Historiquement, l'essor initial de cette technologie fut principalement motivé par des applications militaires stratégiques. Progressivement, le champ d'utilisation des données de télédétection s'est considérablement élargi vers des finalités civiles diversifiées (Toumi, 2013). Actuellement, les produits d'imagerie destinés à l'observation détaillée de la surface terrestre, incluant les photographies aériennes sous format numérisé, sont systématiquement incorporés aux Systèmes d'Information Géographique, permettant ainsi la création de bases de données spatiales caractérisant l'état de dégradation des sols par érosion.

2.7.3. La modélisation

En hydrologie, le bassin versant constitue l'unité spatiale fondamentale pour la modélisation (E. Ledoux, 2010). Depuis le début des années 1990, une intensification du développement de modèles hydrologiques, qu'ils soient empiriques ou déterministes, a été respectée à l'échelle mondiale, bien que la majorité de leur validation ait été effectuée dans des

régions à la morphologie et au climat nord-américains, soulevant ainsi des questions quant à leur applicabilité à d'autres contextes géographiques (Mabit et al., 2002). Ces modèles, malgré leur simplicité opérationnelle, nécessitent la collecte d'un volume substantiel de données terrain, ce qui en limite parfois l'usage (Grangeon, 2012). Ces utilisations se distinguent par leur caractère souvent plus concret et plus proche de la réalité, ce qui les rend généralement plus faciles à comprendre et à interpréter. (White, 1986).

Les travaux en modélisation mathématique de l'érosion s'articulent autour de trois axes principaux :

- (a) La capacité de détachement et de transport des particules par l'impact des gouttes de pluie ;
- (b) La capacité de transport et de détachement par le ruissellement de surface ; et
- (c) L'interaction entre ces processus, qui déterminent le taux de transport sédimentaire et l'érosion (Borges, 1993).

La simulation numérique de ces processus constitue une étape essentielle pour l'étude approfondie de l'érosion. Plusieurs types de modèles ont été élaborés, distingués par leurs fondements conceptuels, notamment les modèles empiriques, les modèles déterministes ainsi que les systèmes experts (Hadir, 2010).

2.7.3.1. Les modèles empiriques

Le modèle empirique USLE s'appuie sur des relations mathématiques fondées sur des facteurs calculés à partir d'observations de terrain et d'analyses en laboratoire. Il demeure l'outil mathématique le plus répandu pour estimer les pertes liées à l'érosion de surface (Issa et al., 2016). Ce modèle permet d'évaluer le taux moyen annuel d'érosion sur le long terme en prenant en compte divers paramètres tels que l'érosivité des prélèvements, les caractéristiques du sol, la topographie, les systèmes de cultures et les pratiques agricoles (El Garouani et al., 2003). Le choix d'une méthode s'effectue en fonction des objectifs du projet, de la pertinence des modèles vis-à-vis des conditions locales, ainsi que de la disponibilité des données (Khemiri et Jebari, 2021). Bien que ces modèles soient adaptés à des analyses à grande échelle, leurs principales limites résident dans le manque de données précises ainsi que dans les incertitudes liées aux types d'occupation des sols et aux caractéristiques pédologiques (Bopp et al., 2019).

2.7.3.2. Les modèles déterministes (physiques)

Depuis les années 1970, la résolution des équations différentielles décrivant les phénomènes physiques liés à l'érosion a connu un essor considérable, parallèlement aux progrès technologiques et à l'augmentation de la puissance des micro-ordinateurs (Hamriche, 2013). Ces avancées ont permis le développement de modèles physiques intégrant la variabilité spatiale de l'érosion et des dépôts au sein des bassins versants. Ces modèles utilisent des données issues de modèles numériques d'altitude pour représenter les processus d'érosion, en différenciant les zones de ruissellement concentrées, où dominent la capacité de détachement et le transport des sédiments, des zones de ruissellement diffus. Grâce à leur approche fondée sur les mécanismes physiques, ces modèles peuvent simuler la distribution spatiale des transports solides et liquides lors d'un événement pluvieux (Touihri, 2013). Toutefois, ils reposent sur des hypothèses simplificatrices pour modéliser l'hydrologie et le transport des sédiments (J. Bourgois, 1997).

Ainsi, ces modèles physiques sont particulièrement adaptés pour décrire et prévoir la réponse d'un système à des échelles temporelles et spatiales réduites, en prenant en compte la complexité des processus en jeu. En revanche, les modèles empiriques restent préférables pour les estimations à l'échelle régionale (Chayma, 2016).

2.7.4. Traçage des sources de sédiments

La méthodologie du traçage particulière s'inscrit dans le cadre de la géochimie des isotopes radiogéniques, discipline qui englobe deux champs d'application majeurs : la géochronologie et le traçage isotopique. Si la première vise à déterminer l'âge absolu des formations rocheuses et à reconstituer la chronologie des événements géologiques, la seconde exploite les variations de composition isotopique résultant de la désintégration radioactive pour caractériser l'origine des matériaux, quantifier les contributions de différentes sources et évaluer la nature ainsi que l'intensité des processus géomorphologiques tels que l'altération et l'érosion, notamment dans le contexte des interactions eau-roche (Le Gall, 2016).

L'analyse de la redistribution spatiale des isotopes radiogéniques, particulièrement depuis leur dispersion significative dans l'environnement au début des années 1960, constitue un outil diagnostic permettant d'identifier, de quantifier et de cartographier les zones soumises à l'érosion (Mabit et al., 2002). La conversion de l'activité isotopique mesurée en taux d'érosion ou de sédimentation s'effectue par l'application de modèles d'interprétation validés (Zouagui et al., 2012). Cette approche méthodologique repose également sur la comparaison des propriétés géochimiques des matières en suspension prélevées en rivière lors d'événements hydrologiques avec la signature caractéristique des sources sédimentaires potentielles identifiées au sein du bassin versant.

2.7.5. Formules empiriques

En s'appuyant sur un ensemble conséquent de données, les approches présentées dans ce qui suit permettent d'évaluer le flux de transport solide total au niveau d'un bassin versant.

2.7.5.1. Formule de Cavrilovic

$$W = T \times X \times \pi Z^{3/2} \quad \text{et} \quad Wt = W \times S \quad (1)$$

Avec :

- W : Perte en terre (m³/km²/an) ;
- W_t : Perte en terre moyenne sur le bassin versant (m³/an) ;
- T : Coefficient de température ;
- X : Pluie moyenne annuelle (mm) ;
- S : Surface du bassin versant (km²) ;
- Z : Coefficient de l'érosion relative qui est difficile à estimer.

2.7.5.2. Formule de la Sogréah

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

$$ASS = \alpha E^{0.15} \quad (2)$$

Avec :

Ass : Apport solide spécifique (T/km²/an),

E : Ecoulement annuel (mm),

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol ;

Le tableau 3 présente les différentes valeurs du coefficient α en fonction de la perméabilité du substrat.

Tableau 3 : Valeurs de α en fonction de la perméabilité.

α	Perméabilité
8,5	Perméabilité élevée
75	Perméabilité moyenne élevée
350	Perméabilité faible à moyenne
1400	Perméabilité faible
3200	Imperméables

2.7.5.3. Formule de Tixeront

Les recherches menées sur 32 bassins versants algériens et 9 bassins versants tunisiens ont permis d'établir la relation suivante :

$$Ass=92 E^{0.21} \quad (3)$$

(Ass) et (E) sont les mêmes paramètres précédents.

2.7.5.4. Formule de Fournier

Elle est définie par la relation suivante :

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

Avec :

Ass : Dégradation spécifique (T/km²/an),

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

P_a : Précipitations moyennes annuelles (mm),

H_a(m) : Dénivelée moyenne du bassin versant.

S : Surface du bassin versant (km²),

2.7.5.5. Formule de l'ANRH

Elle est définie par la relation suivante :

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

Avec :

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

I_P : Indice pluviométrique (produit du pourcentage et de la fréquence des pluies

supérieures à 20 mm),

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

2.7.5.6. Modèle puissance débit liquide/débit solide

La mesure des transports solides en suspension dans les hydrosystèmes naturels demeure problématique (Graf, 2000 ; Asselman, 2000 ; Rovira et Battala, 2006). L'évolution conjointe de la concentration sédimentaire C et du débit liquide obéit généralement à une relation allométrique de type $Y = aX^b$ (Wood, 1977 ; Walling et Webb, 1981 ; Etchanchu et Probst, 1986) :

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

Par ailleurs, une relation empirique classique, appelée courbe de transport des sédiments (Cambell et al., 1940 ; Crawford, 1991), permet de relier les débits solides aux débits liquides correspondants :

$$Q_s = aQ_L^b \quad (7)$$

Avec :

Q_s : Débit solide mesuré (kg/s),

C : Concentration des matières en suspension (g.L-1),

Q_L : Valeur du débit liquide (m³.s-1).

Introduite par Kennedy (1895 in Lefort, 1992), la formulation de type puissance établissant un lien entre les flux sédimentaires et les débits hydriques (dans laquelle a et b représentent des paramètres d'ajustement) a démontré sa validité pour la majorité des systèmes fluviaux à l'échelle mondiale. L'exposant b , dont la valeur dépend des propriétés physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants (Probst, 1986 ; Vivian, 1980) ainsi que des conditions hydrauliques régissant l'écoulement (Kattan et al., 1987), oscille habituellement entre 1 et 2.

Le bilan de la dynamique du transport solide est finalement estimé à partir de l'expression suivante :

$$A_s = \sum_{j=0}^N \frac{[(Q_{j+1} \cdot C_{j+1}) + (Q_j \cdot C_j)]}{2} (t_{j+1} - t_j) \quad (8)$$

Avec

A_s : Apport solide (t.an-1),

$t_{i-1} - t_i$: Pas de temps (sec).

2.7.5.7. Formule de Ludwig et Probst

S'appuyant sur une base de données constituée de 58 bassins versants présentant une grande diversité de conditions physiographiques et climatiques, Ludwig et Probst (1998) ont

développé un modèle empirique permettant d'estimer le flux spécifique à partir de variables descriptives du bassin versant, telles que ses caractéristiques morphologiques, hydrologiques et environnementales.

$$ASS = 0,02 \cdot Le \cdot I \cdot R$$

Où :

(ASS) : Flux spécifique du bassin versant (T/km² /an),

Le : Ruissellement moyen (mm),

I : Pente moyenne du bassin (exprimé en radians)

$$R = \frac{\sum_{i=1}^{12} (Pluie mensuelle moyenne appartenant à une période d'observation)^2}{Pluie inter-annuelle moyenne} \quad (9)$$

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

2.7.5.8. Formule de Meyer et Wischmeier

Selon le modèle conceptuel proposé par Meyer et Wischmeier (1969), le processus d'érosion hydrique s'articule autour de deux mécanismes distincts : la désagrégation des particules sous l'effet de l'impact direct des gouttes de pluie (splash erosion) et l'arrachement des particules par les forces de cisaillement exercées par le ruissellement de surface. Cette conceptualisation permet de distinguer deux composantes du détachement des particules : DR, correspondant au détachement induit par l'énergie cinétique des précipitations, et DF, relatif au détachement généré par les forces tractives de l'écoulement (Gafrej, 1993).

$$DR = B_1 \cdot C \cdot E \cdot I^2 \cdot D_X \quad (10)$$

$$DF = B_2 \cdot C \cdot E \cdot P^{2/3} \cdot Q^{2/3} \cdot D_X$$

Avec :

DR et DF : Taux de détachement par unité de largeur sur un segment (kg.min⁻¹.m⁻¹),

B₁ et B₂ : Paramètres de calage du modèle,

C : Facteur d'occupation du sol, traduisant l'influence des pratiques culturales et de la gestion des terres sur la vulnérabilité à l'érosion,

E : Indice d'érosivité (t.ha⁻¹),

I : Intensité pluviométrique (mm.h⁻¹),

P : Gradient de pente du versant,

Q : Débit du ruissellement linéaire (m²/s),

D_X : Pas d'espace longitudinal (m).

Cette formulation permet de quantifier le taux d'érosion associé à un événement pluvieux particulier.

3. Synthèse des connaissances

L'analyse des travaux scientifiques consacrés à l'érosion et à l'envasement des réservoirs permet de dégager quelques grandes lignes de force qui structurent aujourd'hui la réflexion dans ce domaine.

Le premier enseignement que l'on peut en tirer est assez fondamental : ce qui se passe sur les versants a des conséquences directes sur ce qui se dépose dans les barrages. L'érosion des sols, sous l'effet des pluies et du ruissellement, génère des sédiments qui cheminent le long des cours d'eau avant de s'accumuler dans les retenues. Plus le transport solide à l'exutoire d'un bassin est soutenu, plus l'envasement progresse rapidement, réduisant peu à peu la capacité de stockage des barrages et compromettant leur durée de vie utile. Derrière ces chiffres se cache une réalité concrète et préoccupante : des réservoirs qui se remplissent de vase au lieu de se remplir d'eau.

Face à ce constat, la communauté scientifique a développé des outils de modélisation de plus en plus performants pour tenter de quantifier ces phénomènes. Des modèles comme SWAT, RUSLE, MUSLE, USLE ou les approches SDR sont aujourd'hui largement mobilisés pour estimer l'érosion et le transport solide dans des bassins versants aux configurations très diverses. Ces outils ont indéniablement fait progresser la connaissance, mais ils comportent leurs limites : en situation de précipitations extrêmes notamment, les incertitudes demeurent importantes et rappellent que certains phénomènes naturels résistent encore aux tentatives de modélisation.

À cette complexité déjà bien réelle vient s'ajouter le changement climatique, qui reconfigure profondément les dynamiques en jeu. De nombreux travaux de recherche montrent que l'intensification des précipitations et leur plus grande irrégularité modifient en profondeur les processus érosifs, en augmentant les volumes de sédiments produits et en perturbant le rythme de leur acheminement vers les cours d'eau et les retenues. Selon les territoires, ces effets peuvent être aggravés par des mutations de l'occupation des sols, déforestation, urbanisation, surpâturage ou au contraire atténués par des pratiques de gestion plus raisonnées à l'échelle des bassins versants.

Au terme de cet état de l'art, il apparaît clairement que nous sommes face à un système en mouvement, soumis à des pressions croissantes et étroitement interdépendantes. Le changement climatique amplifie les processus érosifs, le transport solide s'intensifie, les barrages s'envasent à un rythme accéléré, et les ressources en eau deviennent de plus en plus vulnérables. Dans les régions méditerranéennes semi-arides, cette réalité est encore plus marquée : les sols y sont naturellement fragiles, les précipitations y sont violentes et irrégulières, et les activités humaines y exercent une pression constante sur les milieux naturels. C'est dans ce contexte, à la fois exigeant et scientifiquement stimulant, que s'inscrit la présente thèse, avec l'ambition de mieux comprendre et de modéliser ces dynamiques complexes à l'échelle du bassin versant de l'oued Isser.

Chapitre 2 :

Présentation de la Zone D'étude

1. Contexte géographique

1.1. Situation géographique du bassin versant de l'Oued Isser

Le bassin versant de l'Oued Isser est localisé dans la partie nord-ouest de l'Algérie, à l'est de la wilaya de Tlemcen (Figure 14.a), en amont immédiat du barrage El Izdihar (Sidi Abdelli). (Figure 14.c) Il s'inscrit géographiquement entre les latitudes **34°42'13.22" N et 35°02'29.32" N**, et les longitudes **1°21'37.93" O et 0°54'29.92" O**. Cette position confère au bassin un rôle stratégique au sein du système hydrographique régional, en tant qu'affluent majeur de l'Oued Tafna, avec lequel il conflue dans la plaine de Remchi. (Figure 14.b)

D'un point de vue morphométrique, le bassin versant de l'Oued Isser couvre une superficie d'environ **1 140 km²**, pour un périmètre de **207 km**, traduisant un bassin de taille intermédiaire à l'échelle régionale. Il se caractérise par une forte hétérogénéité topographique, avec une altitude minimale de **298 m** au niveau de l'exutoire, à proximité du barrage, et une altitude maximale atteignant **1625 m** dans les reliefs méridionaux. Cette amplitude altitudinale, supérieure à **1300 m**, témoigne d'un relief marqué et d'une dynamique géomorphologique active, favorisant des gradients de pente élevés et une variabilité spatiale importante des processus hydrologiques.

L'Oued Isser prend naissance à **Aïn Isser**, au sud de la localité d'Ouled Mimoun, dans les contreforts des Monts de Tlemcen. Son cours principal s'oriente globalement selon un axe **sud-nord**, avant de s'infléchir vers le **nord-ouest** à l'aval, en direction de la plaine de Remchi, où il rejoint l'Oued Tafna. Cette organisation longitudinale du réseau hydrographique est étroitement liée à la structure morpho-tectonique régionale.

Le réseau hydrographique du bassin présente une **organisation dendritique dense**, caractéristique des bassins développés sur des formations lithologiques relativement homogènes, mais également soumis à un contrôle structural local. Cette configuration favorise une réponse hydrologique rapide aux événements pluviométriques, notamment dans les secteurs à forte pente, et contribue à accentuer les processus de ruissellement et d'érosion. La situation géographique et la configuration morphologique du bassin versant de l'oued Isser sont ainsi des facteurs déterminants pour le fonctionnement hydrologique et sédimentaire du bassin, ce qui explique son intérêt dans le cadre d'études hydrologiques et environnementales à l'échelle du bassin de la Tafna.

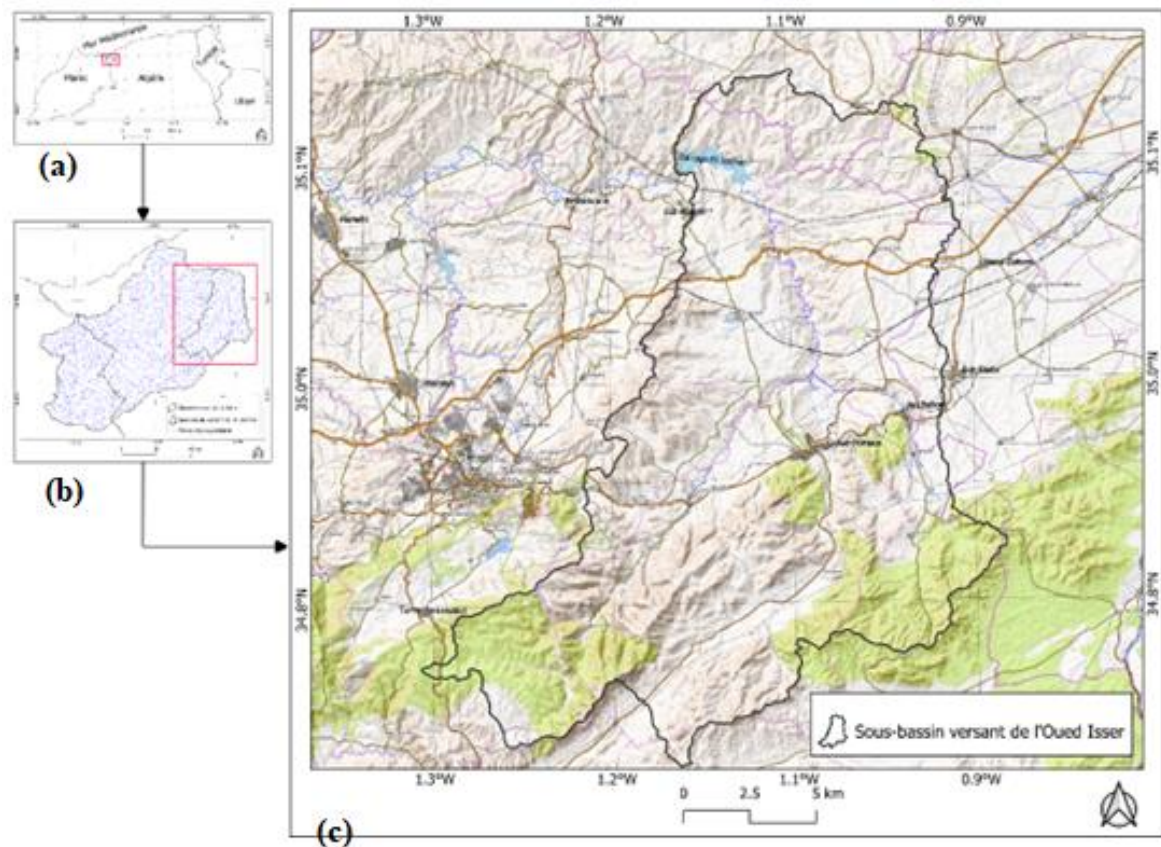


Figure 14 : (a) situation géographique du bassin versant de l'Oued Isser ; (b) bassin versant de la Tafna et le bassin versant de l'Oued Isser ; (c) carte du bassin de l'Oued Isser

1.2.Situation administrative

Le bassin versant de l'Oued Isser s'étend sur trois wilayas de l'ouest algérien : Tlemcen, Sidi Bel Abbès et Aïn Témouchent. Cependant, la répartition spatiale est fortement inégale. La wilaya de Tlemcen occupe la part prépondérante avec 1 032,1 km², soit 90% de la superficie totale du bassin. (Tableau 4) Les wilayas de Sidi Bel Abbès et d'Aïn Témouchent se partagent les 10 % restants, soit 112,92 km². Cette répartition administrative reflète l'extension géographique du bassin, qui se développe essentiellement sur le territoire de la wilaya de Tlemcen, depuis les hauteurs des Monts de Tlemcen, au sud, jusqu'aux zones de piémont, au nord.

Tableau 4 : La répartition de la surface de chaque wilaya dans le bassin versant.

Willaya	Surface(km ²)	Pourcentage (%)
Tlemcen	1032.1	90
Sidi Bel Abbès + Ain Temouchent	112.92	10

1.3.Présentation du barrage El Izdihar

Le barrage de Sidi Abdelli (photo1 et 2), également connu sous le nom d'El Izdihar, est édifié sur l'oued Isser, selon les coordonnées 33° 05' 33,00" N et 1° 08' 14,37" O. Il se trouve

à 2,5 km au nord du centre urbain de Sidi Abdelli, à 8 km de la daïra de Bensekrane et à environ 33 km de la ville de Tlemcen.

Mis en exploitation en novembre 1988, ce barrage joue un rôle stratégique dans la gestion régionale des ressources en eau. Il a d'abord permis, dès 1989, d'assurer un transfert d'eau potable vers la wilaya d'Oran. À partir de 2005, sa capacité de distribution a été étendue à la wilaya de Sidi Bel-Abbès. De manière occasionnelle, il soutient également l'approvisionnement en eau potable de la wilaya d'Aïn Témouchent. Par ailleurs, le barrage contribue à l'irrigation des terres agricoles situées en aval, renforçant ainsi le développement agricole de la vallée.(ANBT)



Photo 1 : Barrage d'EL IZDIHAR le 13/09/2025 (Saouli ;2025)



Photo 2 : Image satellitaire du barrage El Izdihar le 02/03/2026 (Saouli ;2026)

1.4.Caractéristiques du barrage El Izdihar

Le barrage El Izdihar, de type remblai en terre, est alimenté principalement par les précipitations et les eaux de surface issues des affluents de l'oued Isser, notamment l'oued Sultan.

Ce barrage présente les caractéristiques techniques suivantes :

- Capacité initiale : 110 hm³

- Capacité actuelle (dernier levé) : 106 hm³
- Apport annuel moyen : 50 hm³
- Superficie du bassin versant : 660 hectares
- Capacité de l'évacuateur de crue : 3 000 m³/s
- Système de vidange de fond : 2 pertuis
- Capacité de la vidange de fond : 96 m³/s
- Taux annuel d'envasement : 0,6 hm³/an

Outre les principaux ouvrages hydrauliques (digue, prise d'eau, vidange de fond et évacuateur de crue), le site est également équipé d'une station météorologique ainsi que d'une station de traitement des eaux.

➤ Station météorologique

La station météorologique installée au niveau du barrage permet la surveillance en temps réel des paramètres climatiques essentiels. Elle est dotée des instruments suivants :

- Précipitations : pluviomètre et pluviographe
- Température de l'air : thermomètres
- Évaporation : bac d'évaporation de type Colorado
- Vitesse du vent : anémomètre

2. Contexte géo-structural

2.1.Cadre structural

Le bassin de l'Oued Isser s'inscrit dans le contexte structural général de l'Oranie occidentale, région caractérisée par la superposition de deux domaines structuraux majeurs (**Perrodon, 1957, Guardia, 1975 ; Benest, 1985**) :

- Un domaine atlasique au sud, représenté par les Monts de Tlemcen, caractérisé par des Formations mésozoïques plissées lors de l'orogénèse alpine.
- Un domaine tellien plus au nord, correspondant aux structures des Monts des Traras et Sebaa Chioukh, globalement, la structure de l'Oranie est liée aux orogénèses varisque et alpine (Perrodon, 1957). Les bassins de l'Oranie occidentale dessinent des zones peu élevées par rapport aux chaînes secondaires plissées qui les encadrent et forment des sillons complexes suivant une direction WSW-ENE.

2.2.Lithostratigraphie du bassin de l'Oued Isser

D'après l'analyse de la carte géologique au 1/100000 de la région de Tlemcen (d'après Chikh (2021)) (figure 15), le bassin versant de l'Oued Isser se compose de six grands ensembles lithostratigraphiques majeurs, témoignant d'une évolution géologique marquée par une succession de processus sédimentaires s'étendant du Mésozoïque au Quaternaire récent. Ces formations, d'âges et de natures lithologiques variés, se répartissent selon un gradient spatial caractéristique : les formations anciennes et résistantes occupent la partie méridionale du bassin, tandis que les formations plus récentes et tendres (Tertiaire et Quaternaire) dominent dans les parties centrales et septentrionales. Cette distribution spatiale des formations géologiques exerce un contrôle déterminant sur la morphologie du bassin, la dynamique hydrologique et, particulièrement, sur les processus d'érosion qui affectent l'ensemble du

territoire. Les travaux de Mazour (1992) et de Bouanani (2004) ont permis de préciser les caractéristiques lithologiques et structurales de ces différentes formations et leur rôle dans le fonctionnement hydrogéomorphologique du bassin.

2.2.1. Le Trias

Le Trias affleure principalement dans les dépressions et fossés tectoniques du bassin. Il se compose de (Benest et al., 1999) :

- a) Trias inférieur à moyen : marnes bariolées (argiles versicolores) gypseuses et salines, accompagnées localement de manifestations volcaniques basaltiques
- b) Trias supérieur : dépôts évaporitiques épais comprenant du gypse et du sel gemme, se terminant par des calcaires dolomitiques et des cargneules.

Le Trias joue un rôle structural important dans la région, servant souvent de niveau de décollement lors des phases tectoniques compressives. Les argiles triasiques constituent des formations particulièrement sensibles à l'érosion dans le bassin.

2.2.2. Le Jurassique

Le Jurassique constitue l'élément structural et lithologique principal des reliefs méridionaux du bassin versant de l'Oued Isser, représentant l'ossature géologique des Monts de Tlemcen. Cette formation, aujourd'hui fortement érodée mais conservant néanmoins des altitudes dépassant 1600 mètres, est essentiellement constituée d'une imposante série marine carbonatée dont l'épaisseur totale dépasse 1000 mètres. Ces formations se sont déposées dans un environnement marin de plateforme peu profonde durant l'ère Mésozoïque, comme en témoignent les faciès sédimentaires observés et la présence de fossiles marins caractéristiques de cette période géologique. (Benest et al., 1999)

La composition lithologique du Jurassique dans le bassin de l'Oued Isser est dominée par des calcaires massifs, formations carbonatées compactes généralement de couleur claire qui présentent une grande résistance à l'érosion mécanique et forment les reliefs tabulaires et les falaises qui caractérisent la morphologie des Monts de Tlemcen. Ces calcaires sont accompagnés de dolomies, roches carbonatées résultant de la transformation diagénétique des calcaires originels par enrichissement en magnésium, qui présentent généralement une porosité et une perméabilité plus élevées que les calcaires. On observe également des faciès de transition représentés par des calcaires dolomitiques qui présentent des caractéristiques intermédiaires entre ces deux types de roches. Seuls les niveaux basaux du Crétacé sont localement conservés au-dessus de cette série jurassique principale, indiquant une continuité de la sédimentation marine durant le Mésozoïque mais suggérant également une érosion importante des formations crétacées qui les surmontaient initialement.

D'après les travaux de Mazour (1992) et de Bouanani (2004), l'ensemble de la partie méridionale du bassin versant de l'Oued Isser est occupé par ces formations carbonatées jurassiques qui s'étendent en direction du nord où elles passent progressivement sous les formations plus récentes du Tertiaire et du Quaternaire, marquant ainsi le contact entre les domaines structural atlasiques au sud et les bassins de remplissage néogènes au nord. La série jurassique affleure largement dans la région méridionale, formant les reliefs les plus élevés et les plus marqués du bassin, constituant de véritables barrières topographiques qui contrôlent la circulation atmosphérique régionale et influencent la répartition spatiale des précipitations.

2.2.3. Le Crétacé

Le Crétacé est également représenté dans les bordures du bassin de l'Oued Isser, bien que ses affleurements soient moins étendus que ceux du Jurassique. (Benest et al., 1999) Il se divise en :

- a) Le Crétacé inférieur
 - Alternances de marnes et de calcaires marneux (Néocomien à Aptien)
 - Grès et argiles (Albien), avec localement des "grès à dragées"
- b) Le Crétacé supérieur
 - Calcaires massifs et marnes du Cénomanién-Turonien
 - Marnes et calcaires marneux du Sénonien

Les formations crétacées contribuent à la diversité lithologique du bassin et participent, avec le Jurassique, à la constitution des reliefs périphériques.

2.2.4. Les formations du Tertiaire (Miocène)

Les formations du Tertiaire, et particulièrement celles du Miocène moyen (Helvétien), occupent une place prépondérante dans le bassin de l'Oued Isser, tant par leur extension spatiale considérable que par leur influence décisive sur les processus érosifs qui caractérisent ce bassin versant. Ces formations sont principalement d'origine marine et témoignent d'une transgression marine majeure qui a envahi la région de Tlemcen au cours du Miocène. À cette époque, une grande partie de l'Oranie occidentale était submergée par les eaux d'une mer épicontinentale relativement peu profonde.

Cette transgression marque un épisode paléogéographique important dans l'évolution géologique régionale, faisant suite aux premières phases de compression alpine qui avaient commencé à structurer les reliefs telliens et atlasiques.

Le Miocène moyen dans la zone d'étude est caractérisé par une lithologie dominante constituée d'argiles marneuses, formations de couleur généralement grise à bleutée qui représentent l'essentiel de la série miocène et dont l'épaisseur considérable peut atteindre plusieurs centaines de mètres dans certains secteurs du bassin, témoignant d'une subsidence importante et d'une sédimentation prolongée durant cette période. Ces argiles marneuses se sont déposées dans un environnement marin relativement calme, de profondeur faible à moyenne.

Au sein de cette série marneuse dominante, on observe des intercalations gréseuses représentées par des bancs de grès dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres et dont la composition, la granulométrie et les structures sédimentaires (laminations, rides de courant, granoclassements) témoignent d'apports détritiques plus grossiers probablement liés à des variations du niveau marin relatif (phases de régression permettant un apport terrigène accru), à des modifications de la dynamique sédimentaire (augmentation de l'énergie du milieu de dépôt permettant le transport et la sédimentation de matériaux plus grossiers), ou à des arrivées sédimentaires épisodiques provenant de zones émergées environnantes par l'intermédiaire de systèmes deltaïques ou de courants de turbidité.

2.2.5. Les formations du Plio-Quaternaire

Les formations du Plio-Quaternaire représentent la période de transition entre le Tertiaire et le Quaternaire récent, période charnière qui témoigne d'une évolution paléoenvironnementale marquée par

l'alternance de phases climatiques contrastées et par les modifications paléogéographiques profondes induites par la surrection progressive mais continue des reliefs dans le cadre de la tectonique compressive alpine puis de la néotectonique extensive plio-quaternaire. Ces formations, qui enregistrent la transition d'un environnement encore partiellement marin au Pliocène vers un environnement totalement continental au Quaternaire, constituent un témoin privilégié des changements environnementaux majeurs qui ont affecté la région durant les derniers millions d'années et ont contribué à façonner le paysage actuel du bassin versant de l'Oued Isser.

Les principaux faciès lithologiques identifiés dans les formations plio-quaternaires du bassin de l'Oued Isser comprennent des limons, sédiments fins à très fins (particules de taille comprise entre 2 et 50 micromètres) déposés dans des environnements de faible énergie hydrodynamique tels que les plaines d'inondation des cours d'eau lors des débordements, les zones de décantation en marge des chenaux actifs, ou les dépressions lacustres temporaires ou permanentes où la sédimentation s'effectue par décantation lente des particules en suspension dans une colonne d'eau calme. Ces formations limoneuses, généralement bien litées et présentant une couleur beige à brun clair, témoignent de phases de sédimentation calme probablement associées à des périodes climatiques relativement humides favorisant le développement de systèmes fluviaux à écoulement pérenne et à forte charge en suspension fine.

Les travertins constituent un autre faciès lithologique caractéristique des formations plio-quaternaires, représentant des dépôts calcaires d'origine chimique formés par précipitation de carbonate de calcium (calcite) à partir d'eaux souterraines ou superficielles riches en bicarbonates dissous. La présence de travertins dans le bassin de l'Oued Isser témoigne de l'activité passée et parfois actuelle de sources, notamment de sources karstiques issues des aquifères carbonatés jurassiques qui affleurent dans la partie méridionale du bassin.

Les poudingues représentent un troisième faciès lithologique majeur des formations plio-quaternaires, constitués de conglomérats formés d'éléments arrondis de taille variable (galets, graviers, parfois blocs) issus du démantèlement des reliefs environnants et cimentés par une matrice plus fine (sable, limon) elle-même consolidée par un ciment calcaire ou ferrugineux.

Les croûtes calcaires constituent le quatrième faciès lithologique important des formations plio-quaternaires, représentant des encroûtements carbonatés résultant de la précipitation et de l'accumulation de calcite dans les horizons superficiels du sol ou à l'interface sol-substrat rocheux. Ces formations, également appelées calcrètes ou croûtes d'accumulation, se développent dans des environnements semi-arides à méditerranéens lors de phases d'émersion prolongée et de pédogenèse active.

L'hétérogénéité lithologique remarquable des formations plio-quaternaires, avec la juxtaposition et l'alternance verticale et latérale de ces différents faciès (limons, travertins, poudingues, croûtes calcaires), reflète la variabilité importante des conditions de dépôt au cours du temps et dans l'espace au sein du bassin. Ces variations sont influencées et contrôlées par l'interaction complexe de plusieurs facteurs paléo-environnementaux qui ont fluctué de manière significative durant le Plio-Quaternaire.

2.2.6. Les formations quaternaires

Les formations du Quaternaire sont exclusivement d'origine continentale et représentent les dépôts les plus récents du bassin versant de l'Oued Isser, couvrant approximativement les deux derniers millions d'années de l'histoire géologique. Elles témoignent de la dynamique morphogénique qui a façonné le

paysage actuel sous l'influence combinée des variations climatiques quaternaires majeures (alternance de périodes glaciaires et interglaciaires, également perceptibles au Maghreb sous forme d'alternance de phases pluviales humides et de phases arides) et de la néotectonique continue qui a poursuivi le soulèvement différentiel des reliefs et l'ajustement du réseau hydrographique. Le Quaternaire se distingue par une activité morphogénique intense qui a profondément remodelé le relief hérité du Pliocène, créant les formes topographiques que nous observons aujourd'hui. Les formations quaternaires se présentent sous forme d'une succession de terrasses fluviatiles étagées le long de l'Oued Isser et de ses principaux affluents, témoignant de phases successives d'incision et d'accumulation liées aux variations climatiques quaternaires qui ont contrôlé à la fois le régime hydrologique (débits liquides) et la production sédimentaire (charges solides).

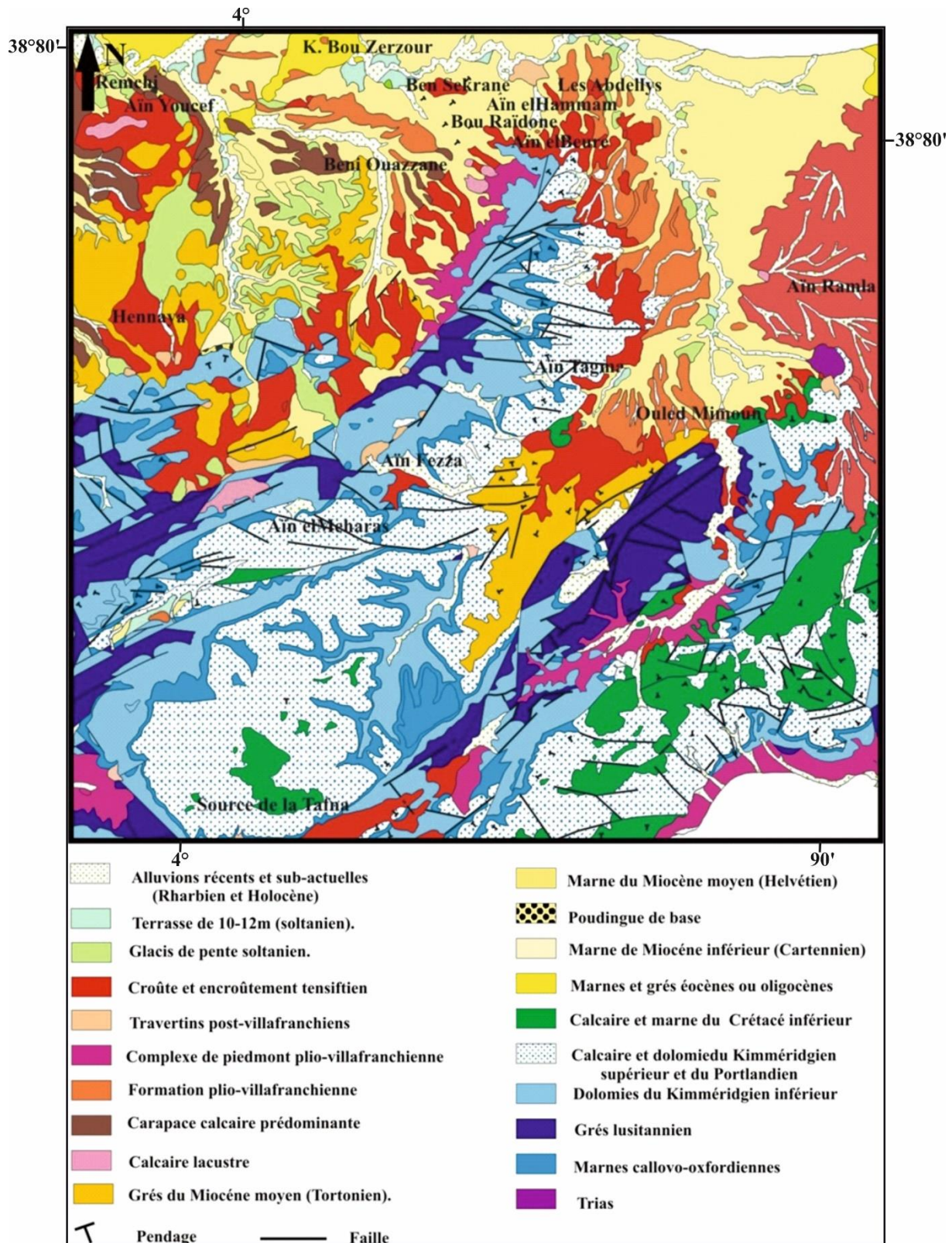


Figure 15 : Extrait de la carte lithologique de la région de TLEMEN, novembre 1973 (Échelle : 1/100000). (Chikh. 2021)

3. Contexte hydrogéologique

En se basant sur la lithologie des formations présentes dans le bassin versant de l'Oued Isser, les principaux aquifères identifiés dans la région sont les suivants :

3.1. Aquifères karstiques du Jurassique-Crétacé

Ces aquifères sont localisés dans les formations calcaréo-dolomitiques et sont exploités principalement par des forages hydrauliques situés sur les plateaux de Sidi Senouci et Sidi Abdelli. Leur alimentation s'effectue essentiellement par infiltration latérale des précipitations tombant sur les reliefs carbonatés, fissurés et karstifiés, situés à l'ouest des plateaux. Cette recharge se fait via des circulations souterraines. Par ailleurs, l'écoulement superficiel est assuré par un débit intermittent de plusieurs sources karstiques majeures, telles qu'Ain Boulardjoug, Ain Mimouna et Ain Borsari (Azzi et Bechar, 2001).

3.2. Les aquifères alluviaux du Plio-Quaternaire

L'aquifère alluvial du Plio-Quaternaire s'étend sur environ 160 km², principalement dans la vallée de l'oued Chouly. D'après les résultats de la campagne hydrogéologique menée par la société SETHYOR en 1979, le niveau piézométrique se situe entre 620 et 630 mètres d'altitude. La nappe phréatique alimente l'oued Isser via plusieurs exutoires naturels, notamment les sources d'Aïn Taslit, Aïn El Atrouss et Aïn Hadjla.

4. Aspect géomorphologique

4.1. Caractéristiques morphométriques

4.1.1. Caractéristiques géométriques et indices de forme

Les caractéristiques géométriques définissent les dimensions fondamentales du bassin versant et sa configuration spatiale. Elles sont extraites automatiquement par analyse SIG à partir de la délimitation du bassin et constituent la base du calcul des indices morphométriques.

4.1.1.1. Superficie et périmètre du bassin

La superficie (S) représente l'aire totale drainée par le réseau hydrographique vers l'exutoire. Elle constitue le paramètre géométrique primordial car elle conditionne directement les volumes d'eau potentiellement ruisselés. Le périmètre (P) correspond à la longueur de la ligne de partage des eaux qui délimite le bassin versant. Ces deux paramètres sont calculés automatiquement dans QGIS à partir du polygone délimitant le bassin, en utilisant la fonction "Calculer la géométrie" en projection UTM fuseau 30 Nord pour minimiser les distorsions planimétriques.

Dans le cas du bassin versant contrôlé par le barrage d'El Izdihar, la superficie est estimée à 1 140 km², tandis que le périmètre atteint 207 km.

4.1.1.2. Indice de compacité de Gravelius (K_c)

Le coefficient de compacité de Gravelius (1914), également appelé indice de Gravelius, compare le périmètre du bassin à celui d'un cercle théorique de même superficie (Wisler & Brater, 1959 ; Roche,

1963 ; Ward, 1975). Il constitue l'un des indices les plus utilisés en hydrologie pour caractériser la forme d'un bassin versant. Ce coefficient est calculé selon la formule :

$$Kc = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot S}} = 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{S}}$$

Avec :

Kc : indice de compacité ;

P : périmètre du bassin versant (km) ;

S : surface du bassin versant (km²).

Plus l'indice s'éloigne de 1, plus la forme du bassin s'allonge. Pour le bassin de l'Oued Isser, l'indice de compacité calculé est de 1.77, cette valeur montre que ce bassin est de forme allongée.

4.1.1.3. Rectangle équivalent

Le rectangle équivalent est une transformation géométrique fictive du bassin qui conserve la même superficie, le même périmètre et le même indice de compacité que le bassin réel. Cette représentation permet de comparer facilement différents bassins et de visualiser l'influence de la forme sur l'écoulement.

Les dimensions du rectangle équivalent (longueur L et largeur l) sont calculées respectivement par les formules suivantes (Roche, 1963) :

$$L = \frac{Kc \times \sqrt{S}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right]$$

$$l = \frac{Kc \times \sqrt{S}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right]$$

Avec :

L : Longueur du rectangle équivalente ;

l : Largeur du rectangle équivalente ;

Kc : le coefficient de Gravelius.

Pour le bassin de l'Oued Isser ($Kc = 1,77$ et $S = 1140$ km²), les calculs donnent :

- Longueur du rectangle équivalent (L) : 90,52 km ;
- Largeur du rectangle équivalent (l) : 11,13 km.

Le rapport $L/l = \mathbf{8,13}$ confirme quantitativement l'allongement prononcé du bassin. Ce rapport, supérieur à 3, caractérise un bassin nettement allongé où la dimension longitudinale domine largement la dimension transversale.

La configuration géométrique allongée du bassin de l'Oued Isser traduit une organisation des écoulements dominée par un axe principal structurant, le long duquel se concentrent progressivement les apports hydriques issus des versants. Cette structuration longitudinale favorise l'allongement du talweg et

accroît les possibilités de développement des processus d'érosion linéaire, notamment le ravinement et l'incision progressive du lit principal.

Dans ce contexte morphologique, la production et le transfert des sédiments s'effectuent de manière plus graduelle. Les apports solides ne sont pas nécessairement concentrés en un épisode bref et intense, mais s'inscrivent dans une dynamique plus étalée dans le temps. Il en résulte des hydrogrammes solides caractérisés par des pics moins abrupts, mais par une durée d'écoulement et de transport prolongée, traduisant une mobilisation sédimentaire progressive le long du réseau hydrographique.

4.1.1.4. Coefficient de forme de Horton (Ff)

Le facteur de forme de Horton constitue un autre indice permettant de caractériser la géométrie du bassin versant. Il se définit comme le rapport entre la largeur moyenne du bassin et sa longueur maximale, selon la formule :

$$Ff = \frac{l}{L} = \frac{S}{L^2}$$

Où :

l largeur moyenne du bassin (km)

L longueur du bassin (km)

S superficie du bassin (km²)

Pour le bassin de l'Oued Isser, avec $S = 1140 \text{ km}^2$ et $L = 90,52 \text{ km}$, $Ff = 0.13$, ce qui indique un bassin allongé. En effet, plus ce facteur est proche de 1, plus le bassin est de forme carrée ou circulaire ; plus il est faible ($< 0,5$), plus le bassin est allongé.

4.1.2. Caractéristiques du relief

Le relief constitue un facteur déterminant dans le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant. Il influence directement les processus d'écoulement, car plusieurs variables hydrométéorologiques, telles que les précipitations ou la température, varient en fonction de l'altitude et de la configuration du terrain. La pente, en particulier, affecte la vitesse d'écoulement des eaux de surface, modifie le temps nécessaire à leur concentration vers l'exutoire et influence également les capacités d'infiltration du sol.

Pour mieux caractériser le relief d'un bassin versant, plusieurs indicateurs morphométriques peuvent être utilisés, notamment :

4.1.2.1. Répartition altimétrique

Elle est calculée à partir des surfaces intermédiaires délimitées entre deux courbes de niveau consécutives.

La répartition altitudinale obtenue pour le bassin versant étudié est présentée dans le (tableau 5) ainsi que dans la (figure 16).

Tableau 5 : Répartition altimétrique du bassin versant contrôlé par le barrage El Izdihar

Tranches d'altitude (m)	Superficie Ai (km ²)	Ai (%)	Ai cumulée (km ²)	Ai cumulée (%)
≤ 404	4.16	0.39	1058.65	100.00
404 – 504	168.24	15.89	1054.48	99.60
504 – 604	135.81	12.82	886.24	83.71
604 – 704	166.14	15.69	750.43	70.88
704 – 804	99.73	9.42	584.28	55.19
804 – 904	89.45	8.45	484.55	45.77
904 – 1004	95.61	9.03	395.09	37.32
1004 – 1104	86.52	8.17	299.48	28.28
1104 – 1204	84.98	8.02	212.96	20.11
1204 – 1304	63.15	5.96	127.98	12.08
1304 – 1404	39.93	3.77	64.82	6.12
1404 – 1504	19.38	1.83	24.88	2.35
1504 – 1604	5.34	0.50	5.50	0.51
≥ 1604	0.15	0.01	0.15	0.01

4.1.2.2. Courbe hypsométrique

La carte hypsométrique permet de visualiser la répartition des différentes tranches altitudinales au sein du bassin versant, ce qui constitue un apport essentiel pour l'analyse hydrologique. En effet, l'altitude influence de manière significative de nombreux paramètres météorologiques et hydrologiques, tels que les précipitations, la température ou encore le ruissellement (Seltzer 1946).

L'analyse de la carte hypsométrique présentée en figure 16 révèle que la tranche altitudinale comprise entre 404 et 904 mètres ouvre environ 63 % de la superficie totale du bassin versant. Cette zone, principalement située dans la partie aval, se caractérise par des pentes relativement faibles, comme le confirment les figures 16 et 17. En revanche, la portion restante, située entre 904 et 1604 mètres d'altitude, correspond aux zones amont du bassin et se distingue par une densité accrue des courbes de niveau, traduisant des pentes plus marquées. La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Elle représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée (Musy 2005).

La figure 16, représentant la courbe hypsométrique du bassin versant étudié, révèle une morphologie convexe du relief, caractéristique d'un bassin versant en état d'équilibre. Cette

configuration suggère une dynamique morphologique stabilisée, influencée par la régulation hydrologique assurée par le barrage El Izdihar.

Par ailleurs, l'analyse de l'histogramme des fréquences altimétriques (Figure 17) met en évidence que la classe altitudinale comprise entre 404 et 504 mètres concentre la plus grande superficie partielle du bassin, atteignant 15,89 km². Cette répartition altimétrique traduit une dominance topographique de cette tranche d'altitude dans l'organisation spatiale du bassin versant contrôlé par le barrage.

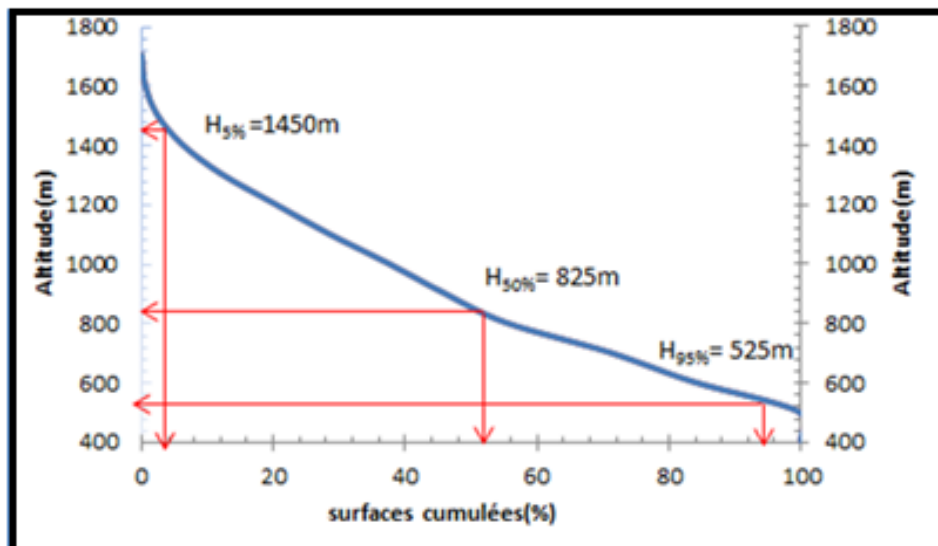


Figure 16 : La courbe hypsométrique

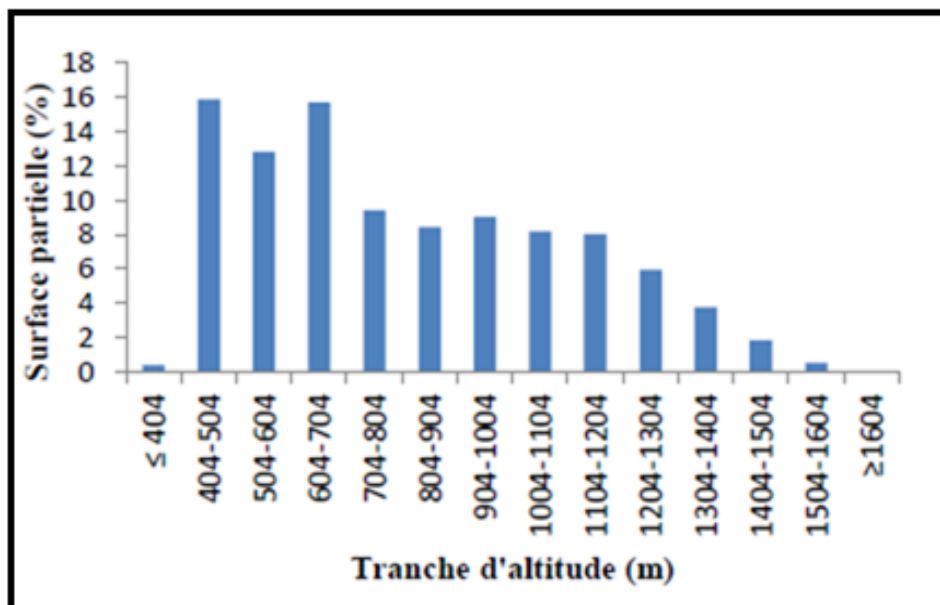


Figure 17 : Histogrammes des fréquences altimétriques du bassin versant du barrage EL IZDIHAR

4.1.3. Altitudes caractéristiques

4.1.3.1. Altitude maximale et minimale

L'analyse hypsométrique du bassin versant révèle une altitude maximale de **1612** mètres, correspondant au point culminant de l'unité hydrologique. À l'inverse, l'altitude minimale s'élève à **377** mètres, marquant le point le plus bas du bassin. Cette amplitude altitudinale significative reflète une forte variabilité topographique, susceptible d'influencer les processus hydrologiques et érosifs au sein du bassin.

4.1.3.2. Altitude moyenne

L'altitude moyenne du bassin versant correspond à la valeur moyenne extraite de la courbe hypsométrique. Elle est déterminée à partir de la relation mathématique appropriée, en se fondant sur les données présentées dans le tableau 3.

$$H_{\text{moy}} = \sum A_i * H_i / A$$

Avec :

H_{moy} : altitude moyenne du bassin (m).

A_i : Aire comprise entre deux courbes de niveau (Km²).

H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m).

A : superficie totale du bassin versant (Km²)

Tableau 6 : Calcul de l'altitude moyenne du bassin versant contrôlé par le barrage El Izdihar.

Tranches d'altitude (m)	Ai (km ²)	hi (m)	Ai × hi (m·km ²)	(Ai × hi) / A (m)
≤ 404	4.16	202	840.32	0.81
404 – 504	168.24	454	76,380.96	73.82
504 – 604	135.81	554	75,238.74	72.72
604 – 704	166.14	654	108,655.56	105.02
704 – 804	99.73	754	75,196.42	72.68
804 – 904	89.45	854	76,390.30	73.83
904 – 1004	95.61	954	91,211.94	88.16
1004 – 1104	86.52	1054	91,192.08	88.14
1104 – 1204	84.98	1154	98,066.92	94.78
1204 – 1304	63.15	1254	79,190.10	76.54
1304 – 1404	39.93	1354	54,065.22	52.25
1404 – 1504	19.38	1454	28,178.52	27.23
1504 – 1604	5.34	1554	8,298.36	8.02
≥ 1604	0.15	802	120.30	0.11

Le calcul donne pour le bassin d'oued Isser une altitude moyenne de 834,15 m.

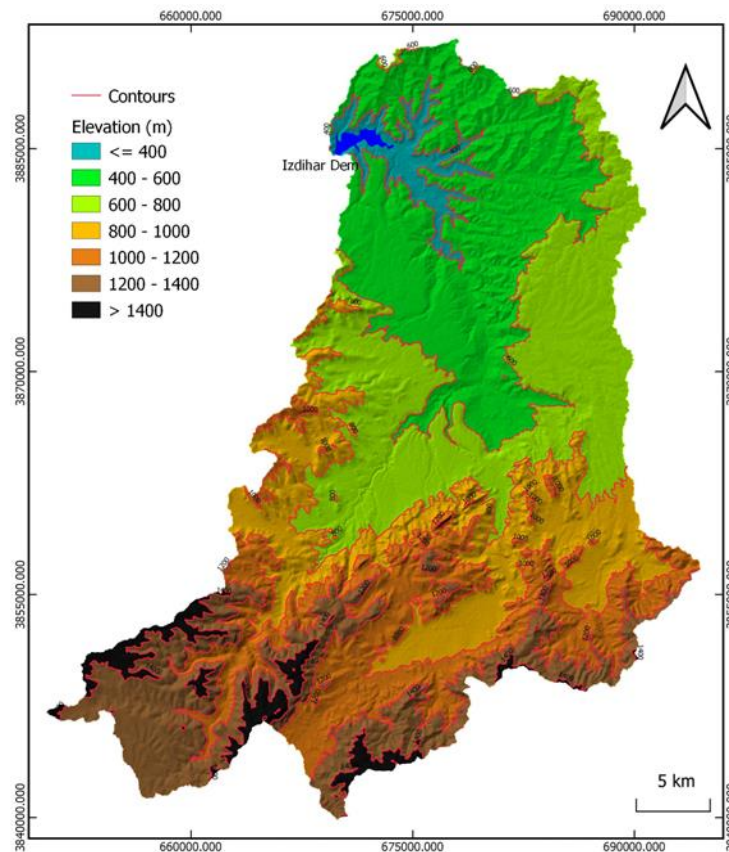


Figure 18 : Carte hypsométrique du bassin versant d'Oued Isser

4.1.2.3. L'altitude médiane (H50%), H5 % et H95 % et la plus fréquente

L'**altitude médiane (H50%)**, représente le niveau pour lequel 50 % de la superficie du bassin se situe en dessous. Dans le cas du bassin versant étudié, elle est estimée à 825 mètres (tableau 7). Cette valeur est proche de l'altitude moyenne, ce qui est généralement le signe d'une courbe hypsométrique à pente régulière. Cela indique une répartition relativement équilibrée des altitudes dans l'ensemble du bassin.

H5 % et **H95 %** représentent respectivement les altitudes correspondant aux 5 % et 95 % de la surface cumulée du bassin (valeurs extrêmes de la courbe hypsométrique).

L'**altitude la plus fréquente** correspond à la classe altitudinale présentant la plus grande superficie dans l'histogramme (404–504 m).

Tableau 7 : Altitudes caractéristiques du bassin versant du barrage El Izdihar.

Altitude médiane (m)	Altitude moyenne (m)	H5% (m)	H95% (m)	Altitude la plus fréquente (m)
825	834.15	525	1450	404–504

4.1.4. Indice de pente

4.1.4.1. Indice de pente globale (Ig)

L'indice de pente globale, également appelé indice de pente de Roche, constitue un paramètre synthétique caractérisant la déclivité générale du bassin. Il intègre à la fois la dénivelée et la répartition des surfaces selon l'altitude. Cet indice est calculé à partir de la courbe hypsométrique selon la formule :

$$Ig = \frac{D}{L}$$

Où :

- D = dénivelée totale (m) ; D = H5% - H95%. Équivalent à D = 925 m.
- L = longueur du rectangle équivalent (km)

Pour le bassin de l'Oued Isser, en utilisant les données de distribution altitudinale et avec L = 90,52 km, les calculs détaillés donnent : $Ig \approx 10,21$ m/km.

Cet indice de pente globale classe le bassin selon la typologie de l'ORSTOM en relief assez fort,

Tableau 8 : Classification de l'ORSTOM des reliefs à partir de l'indice de pente (Ig).

Classe de relief	Indice de pente (Ig) (m/km)	Classification
Relief très faible	< 2	
Relief faible	2 – 5	
Relief assez faible	5 – 10	
Relief assez fort	10 - 20	Le bassin de l'Oued Isser
Relief fort	20 - 50	
Relief très fort	>50	

4.1.4.2. Pente moyenne du bassin

La pente moyenne du bassin constitue un paramètre morphométrique fondamental qui influence directement les processus hydrologiques et érosifs. Elle a été calculée à partir du MNT selon deux approches complémentaires.

Méthode 1 : Calcul direct par SIG

À partir du MNT, un raster de pentes a été généré en calculant, pour chaque cellule, le gradient maximal entre le point central et ses huit voisins immédiats. La pente moyenne du bassin est ensuite obtenue par calcul statistique sur l'ensemble des cellules : Pente moyenne $\approx 20\%$

Méthode 2 : Méthode de Horton

La méthode de Horton propose une estimation de la pente moyenne à partir de la carte topographique, en mesurant la longueur totale des courbes de niveau dans le bassin :

$$Pm = \frac{(L \times e)}{S}$$

Où :

- L = longueur totale des courbes de niveau (km)
- e = équidistance entre les courbes (km)
- S = superficie du bassin (km²)

Cette méthode donne une valeur de pente moyenne de l'ordre de 18 à 22%, cohérente avec le calcul direct par SIG.

L'analyse de la carte des pentes (Figure 19) met en évidence une forte hétérogénéité spatiale au sein du bassin versant. L'examen de cette distribution selon les classes altitudinales révèle que les pentes moyennes présentent des variations significatives en fonction de l'altitude.

Dans la zone de haute altitude (> 800 m), les pentes moyennes varient généralement entre 27 et 30 %. Cette partie du bassin se caractérise par des versants montagneux abrupts, fréquemment marqués par des affleurements rocheux, où dominent les processus d'érosion mécanique.

La zone de moyenne altitude (400–800 m) présente des pentes moyennes comprises entre 15 et 22 %. Elle correspond à des versants modérés à relativement forts, souvent occupés par des sols agricoles intensément exploités. Dans cette zone, les formes d'érosion en nappe et en rigoles sont particulièrement actives. Elle joue également un rôle de zone de transit sédimentaire, assurant le transfert des matériaux érodés vers l'aval.

En basse altitude (< 400 m), les pentes deviennent nettement plus faibles, avec des valeurs moyennes comprises entre 3 et 8 %. Cette zone est caractérisée par une topographie plus douce, dominée par des vallées alluviales et des plaines, où les processus de sédimentation deviennent prépondérants. Elle constitue ainsi un espace privilégié d'accumulation des sédiments, notamment au niveau des ouvrages hydrauliques.

La pente moyenne d'environ 20 % observée à l'échelle du bassin versant de l'Oued Isser entraîne plusieurs implications hydrologiques et géomorphologiques majeures.

Premièrement, en matière de ruissellement, les pentes relativement fortes favorisent une accélération des écoulements superficiels au détriment de l'infiltration. Le coefficient de ruissellement tend ainsi à augmenter avec la pente, ce qui se traduit par des débits spécifiques élevés lors des épisodes pluvieux.

Deuxièmement, en ce qui concerne l'érosion, l'intensité de l'érosion hydrique est fortement dépendante de la pente. Dans le bassin de l'Oued Isser, la combinaison de pentes marquées, d'un climat semi-aride caractérisé par des précipitations irrégulières mais souvent intenses, et d'une dégradation du couvert végétal favorise l'apparition de taux d'érosion spécifiques particulièrement élevés.

Enfin, concernant le transport solide, les fortes pentes confèrent aux écoulements une énergie cinétique importante, capable de mobiliser et de transporter des particules de granulométrie variée, allant des fractions fines (argiles et limons) jusqu'aux éléments plus grossiers tels que les graviers et les galets. Cette dynamique contribue à un transfert sédimentaire actif vers les secteurs aval du bassin.

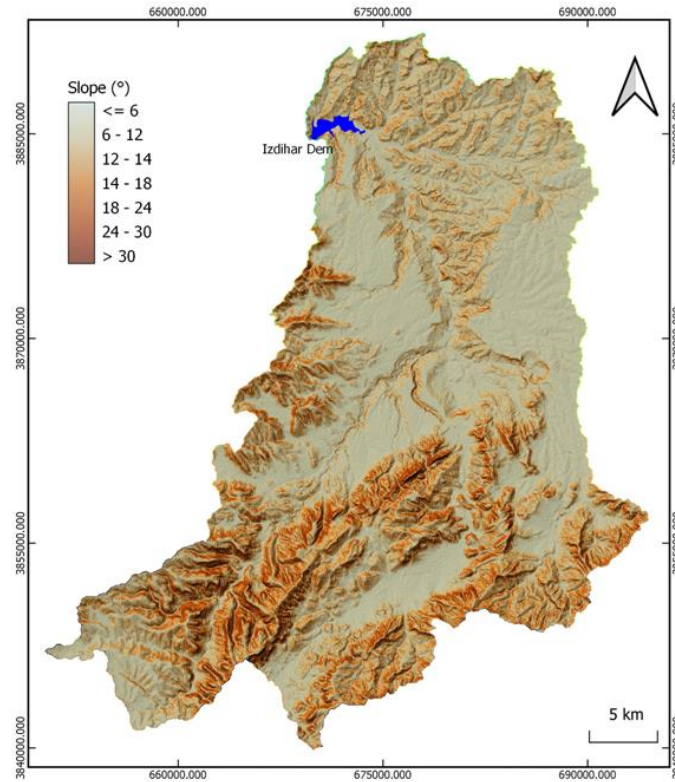


Figure 19 : Carte de pentes du bassin versant d'Oued Isser

4.1.4.3. Dénivelée spécifique et classification du relief

La dénivelée spécifique, proposée par l'ORSTOM, combine la dénivelée totale et la pente moyenne pour caractériser le relief du bassin. Elle est définie par :

$$Ds = Ig \times \sqrt{S}$$

Où :

- Ig = indice de pente globale (m/km)
- S = superficie du bassin (km²)

Pour le bassin de l'Oued Isser ($Ig = 10.21$ m/km et $S = 1140$ km²) :

$$Ds = 10.21 \times \sqrt{1140} = 344.72 \text{ m}$$

Cette dénivelée spécifique de 344,72 est relativement élevée et confirme le caractère montagneux et accidenté du bassin. Selon la classification de l'ORSTOM (tableau 9) :

Tableau 9 : Classification de l'ORSTOM des reliefs à partir de la dénivelée spécifique (Ds).

Classe de relief	Dénivelée spécifique (m)	Classification
Relief très faible	<10	
Relief faible	10 - 25	
Relief assez faible	25 - 50	
Relief modéré	50 - 100	
Relief assez fort	100 - 250	
Relief fort	250 - 500	Le bassin de l'Oued Isser
Relief très fort	> 500	

Le bassin de l'Oued Isser se situe dans la catégorie relief fort, proche de la limite supérieure, ce qui témoigne d'une topographie vigoureuse favorable à une érosion intense.

4.2.Caractéristiques hydrographiques

Les caractéristiques hydrographiques d'un bassin versant définissent l'organisation spatiale du réseau de drainage et conditionnent le transfert des écoulements depuis les versants jusqu'à l'exutoire. L'analyse détaillée du réseau hydrographique du bassin de l'Oued Isser a été réalisée par extraction automatique à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT) sous SIG, complétée et validée par digitalisation des cartes topographiques au 1/50000. Cette analyse permet de quantifier la structure du réseau de drainage et d'évaluer son efficacité dans l'évacuation des eaux de ruissellement. La caractérisation du réseau hydrographique représente ainsi un préalable indispensable à l'évaluation du potentiel de transport solide et à la compréhension des phénomènes d'envasement des ouvrages hydrauliques.

4.2.1. Organisation du réseau hydrographique

Le réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Isser présente une organisation spatiale qui reflète les conditions topographiques, géologiques et structurales de la région. L'extraction du réseau hydrographique a été réalisée à partir du MNT SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) d'une résolution de 30 mètres, traité sous Système d'Information Géographique (SIG) à l'aide des logiciels **ArcGIS 10.8** et **QGIS 3.30**.

L'extraction du réseau hydrographique a été réalisée sous SIG (QGIS) à partir du Modèle Numérique de Terrain. Un seuil d'accumulation de flux a été appliqué pour identifier les talwegs permanents et semi-permanents, tout en excluant les micro-ravines temporaires qui ne sont pas significatives à l'échelle du bassin versant.

4.2.2. Hiérarchisation selon la classification de Strahler

La hiérarchisation du réseau a été effectuée selon la classification de **Strahler (1957)**, méthode universellement adoptée en hydrologie qui permet d'ordonner les cours d'eau selon un système numérique croissant. Selon cette classification, les cours d'eau les plus en amont, ne recevant aucun affluent, sont d'ordre 1. Lorsque deux cours d'eau de même ordre se rejoignent, ils forment un cours d'eau d'ordre immédiatement supérieur. En revanche, la confluence d'un cours d'eau d'ordre (*n*) avec un cours d'eau d'ordre inférieur ne modifie pas l'ordre du premier.

L'application de cette méthode au bassin versant de l'Oued Isser montre un réseau d'ordre **6**, ce qui témoigne d'un bassin relativement développé et d'une certaine complexité dans l'organisation des écoulements. La figure **20** présente la carte du réseau hydrographique hiérarchisé selon Strahler.

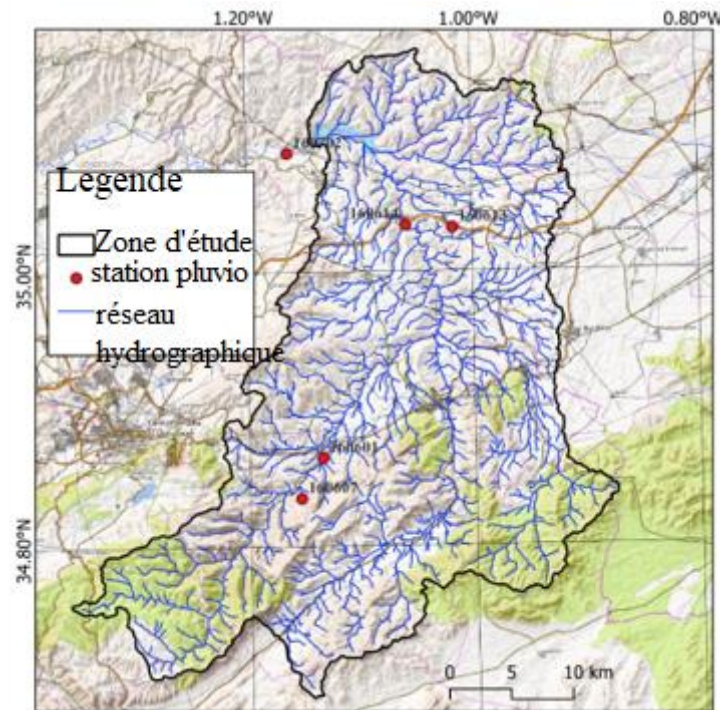


Figure 20 : La carte de la classification des talwegs selon Strahler

Le recensement exhaustif des différents ordres de cours d'eau dans le bassin donne les résultats suivants (tableau 10) :

Tableau 10 : Classification des talwegs selon Strahler.

Ordre de Strahler	Nombre segments	Longueur totale (km)	Longueur moyenne (km)
1	1600	824	0.51
2	400	360	0.90
3	100	180	1.80
4	25	112.50	4.50
5	6	90	15.00
6	1	20.10	20.100
Total	2132	1586.60	43.81

Cette distribution montre plusieurs caractéristiques importantes :

Prédominance des cours d'eau d'ordre 1 : avec **1600** segments, les cours d'eau d'ordre 1 représentent **75%** du nombre total de segments, mais seulement **52%** de la longueur totale du réseau. Ces petits cours d'eau, souvent temporaires et correspondant à des ravines et des talwegs élémentaires, jouent le premier rôle dans la collecte initiale du ruissellement sur les versants et dans l'initiation des processus érosifs. Leur densité élevée témoigne d'une érosion active et d'un fort potentiel de production de sédiments.

Diminution progressive du nombre de segments : Le nombre de segments diminue de façon géométrique lorsque l'ordre augmente, suivant la loi de Horton sur le rapport de bifurcation avec un Rb

moyen de **4.43**. Cette organisation hiérarchique, particulièrement régulière pour les ordres 1 à 4 (**Rb = 4.00**), témoigne d'un système de drainage mature et bien structuré.

Augmentation de la longueur moyenne : La longueur moyenne des segments augmente avec l'ordre, passant de 0.52 km pour l'ordre 1 à 20.1 km pour l'ordre 6. Cette progression importante (rapport de longueur moyen de 2.18) reflète le processus de concentration progressive des écoulements vers le collecteur principal. L'augmentation est particulièrement marquée entre les ordres 4 et 5, suggérant une transition morphologique dans la structure du réseau.

4.2.3. Rapports caractéristiques du réseau

Les rapports entre les différents ordres du réseau permettent de caractériser quantitativement l'organisation du système de drainage et de vérifier la conformité aux lois de composition du réseau établies par **Horton**.

4.2.3.1. Rapport de bifurcation (Rb)

Le rapport de bifurcation exprime le rapport entre le nombre de segments d'un ordre donné et le nombre de segments de l'ordre immédiatement supérieur :

$$R_b = \frac{N_i}{N_{(i+1)}}$$

Avec :

N_i : Nombre de cours d'eau d'ordre (i).

$(i+1)$: Nombre de cours d'eau d'ordre suivant.

Tableau 11 : Rapport de bifurcation (Rb).

Ordre de Strahler	Nombre de talwegs	R_b
1	1600	$Rb_1=N_1/N_2=1600/400= 4$
2	400	$Rb_2=N_2/N_3=400/100= 4$
3	100	$Rb_3=N_3/N_4=100/25= 4$
4	25	$Rb_4=N_4/N_5=25/6=4.17$
5	6	$Rb_4=N_5/N_6=6/1=6$
6	1	
		$R_b=(Rb_1+Rb_2+Rb_3+Rb_4+Rb_5)/5= \mathbf{4.43}$

Le rapport de bifurcation moyen (tableau 11) (moyenne pondérée) s'établit à environ **4.43**, en excluant le dernier rapport qui n'est pas représentatif. Ce rapport, compris entre 2 et 5, se situe dans la gamme habituelle pour les bassins versants naturels et indique un développement régulier du réseau. Un rapport de bifurcation moyen de **4.43** suggère :

- Une organisation hiérarchique bien équilibrée du réseau, conforme aux lois de Horton ;
- Un développement harmonieux de la ramification du système de drainage, avec une diminution géométrique régulière du nombre de segments ;

- Une structure de réseau principalement contrôlée par la topographie plutôt que par des facteurs structuraux ou lithologiques marqués. L'augmentation du rapport à l'ordre 5-6 ($R_b = 6,00$) traduit la convergence finale vers le collecteur principal et reste dans les limites acceptables pour un bassin de cette taille.

4.2.3.2. Rapport de longueur (RL)

Le rapport de longueur compare les longueurs moyennes des segments entre deux ordres consécutifs :

$$R_L = \frac{L_{m(i+1)}}{L_{m(i)}}$$

Où $L_{m(i)}$ représente la longueur moyenne des segments d'ordre (i).

Les rapports de longueur calculés sont :

Tableau 12 : Rapport de longueur (RL).

Ordre de Strahler	Longueur moyenne de talwegs (km)	R_L
1	0.51	
2	0.90	$RL_2=L_2/L_1=0.90/0.51= 1.76$
3	1.80	$RL_3=L_3/L_2=1.80/0.90= 2$
4	4.50	$RL_4=L_4/L_3=4.50/1.80= 2.5$
5	15.00	$RL_5=L_5/L_4=15.00/4.50=3.33$
6	20.10	$RL_6=L_6/L_5=20.10/15.00= 1.34$
		$R_L=(RL_2+RL_3+RL_4+RL_5+RL_6)/5=2.18$

Le rapport de longueur moyen s'établit à environ **2,18** (en excluant le dernier terme, RL moyen = 2,40). Ce rapport, généralement compris entre 1,5 et 3,5 dans les bassins naturels, reflète l'augmentation progressive de la longueur moyenne des segments vers l'aval, cohérente avec le processus de concentration des écoulements.

Un rapport de longueur de 2,18 indique :

- Une augmentation régulière et significative de la taille des cours d'eau avec l'ordre de Strahler ;
- Un allongement progressif des segments qui accompagne la convergence des écoulements vers le collecteur principal ;
- Une structure hydrographique conforme aux lois de Horton, témoignant d'un réseau bien développé et équilibré.

L'augmentation particulièrement marquée entre les ordres 4 et 5 ($RL = 3,33$) traduit une transition morphologique importante dans l'organisation du bassin.

4.2.4. Densité de drainage

La densité de drainage constitue un paramètre fondamental caractérisant le développement du réseau hydrographique et l'efficacité du drainage du bassin. Elle influence directement la rapidité de réponse hydrologique du bassin aux précipitations et le potentiel de production sédimentaire.

Ce paramètre est défini comme le rapport entre la longueur totale des cours d'eau du bassin et la superficie du bassin :

Dd = Longueur totale du réseau hydrographique (km) / Surface du bassin (km²)

$$Dd = \frac{\sum L}{S}$$

Où :

- $\sum L$ = longueur cumulée de tous les cours d'eau (km) ;
- S = superficie du bassin (km²).

$$\mathbf{Dd = 1586.6 \text{ km} / 1140 \text{ km}^2 = 1.39 \text{ km/km}^2}$$

Dans ce cas, **Dd = 1,39 km/km²** signifie qu'il y a en moyenne 1,39 km de talwegs pour chaque km² de surface.

La densité de drainage du bassin versant s'établit à 1,39 km/km², valeur qui se situe dans la gamme moyenne pour les bassins versants naturels (tableau 13). Cette densité témoigne d'un réseau hydrographique bien développé et indique un équilibre entre les processus d'infiltration et de ruissellement. Ce niveau de densité suggère une perméabilité modérée des formations géologiques et une topographie favorable au développement d'un réseau de drainage organisé et fonctionnel.

Tableau 13 : Classification de la densité de drainage et caractéristiques hydrologiques associées

Dd (km/km ²)	Type de drainage	Caractéristiques
< 1.0	Drainage faible	Sols perméables, relief peu marqué, infiltration importante
1.0 - 2.0	Drainage moyen	Notre bassin (1.39) : Perméabilité modérée, équilibre infiltration-ruissellement, réseau bien développé, temps de concentration modéré
2.0 - 3.5	Drainage dense	Sols peu perméables, relief accentué, ruissellement important
> 3.5	Drainage très dense	Imperméabilité élevée, badlands, érosion intense

Chapitre 3 :

Hydrologie et Climat de la Région D'étude

1. Contexte hydro-Climatique

1.1.Introduction

Le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant dépend essentiellement des conditions climatiques qui le caractérisent, avec un rôle prépondérant joué par les apports pluviométriques. Ces derniers contrôlent à la fois la génération des écoulements en surface et l'alimentation des réserves souterraines. Comprendre ces mécanismes constitue donc un prérequis indispensable pour analyser le comportement des cours d'eau et dresser un bilan hydrique cohérent à l'échelle du bassin.

Pour y parvenir, il est nécessaire de mesurer et d'analyser l'ensemble des variables qui interviennent dans les processus hydrologiques. Cette démarche permet de mieux saisir les variations des débits superficiels et les mécanismes de transfert vers les aquifères. L'exploitation de chroniques hydrométriques sur le long terme constitue un outil privilégié pour observer comment un cours d'eau réagit face aux changements climatiques et pour détecter d'éventuelles ruptures ou tendances.

Notre travail s'inscrit dans cette logique en s'intéressant aux dynamiques pluviométriques et hydrologiques observées dans le bassin de l'Oued Isser durant les dernières décennies. Les données de précipitation utilisées ont été déjà homogénéisées par Gherissi (2018). Le traitement statistique des données s'effectue à l'échelle de l'année hydrologique, qui court du 1er septembre au 31 août de l'année suivante. Ce cadre temporel a été retenu car il correspond au cycle climatique méditerranéen : la saison des pluies démarre en septembre et se poursuit jusqu'en mai, avec des pics d'intensité généralement observés entre novembre et janvier. Cette délimitation temporelle permet ainsi de capter l'intégralité d'un cycle hydrologique complet, en phase avec les rythmes naturels de notre zone d'étude (Sebbar et al., 2011).

1.2.Etude des Précipitation dans le bassin d'oued Isser

1.2.1. Répartition spatiale des précipitations dans le bassin d'oued Isser

La précipitation est l'agent le plus important dans les études hydroclimatiques, elle joue un rôle fondamental dans l'estimation de différents facteurs du bilan hydrologique à savoir ; ruissèlement, infiltration, évaporation, ... régissant d'une façon directe sur l'écoulement des cours d'eau.

Les valeurs moyennes des précipitations sur la période 1970-2011 ont été calculées pour sept stations pluviométriques (tableau 14). L'analyse spatiale, fondement de la recherche, s'appuie sur l'observation de ces stations, sélectionnées pour leur position stratégique. Deux stations hors bassin, dont la fiabilité des données est avérée, sont utilisées comme témoins afin de renforcer l'interpolation spatiale. L'ensemble des stations est géré par l'Agence nationale des ressources hydrauliques (ANRH). Les précipitations annuelles moyennes varient de 245 mm à 612 mm (figure 21) et peuvent donc dépasser 600 mm les années très humides.

Tableau 14 : Caractéristiques des stations Pluviométriques

Code	Station	X	Y	Z (m)	Précipitation (mm)	Période d'observation
160614	Sidi Aïssa	677139.97	3878192.01	380	244,84	1970-1971 / 2010-2011
160702	Bensekrane	667539.00	3883897.00	248,29	390,3	1970-1971 / 2010-2011
160613	Sid-Abdelli	680926.53	3878031.21	323	380,44	1970-1971 / 2010-2011
160601	Oued Chouly	670523.92	3859273.44	747	425,67	1970-1971 / 2010-2011
160607	Ouled- Mimoun	668812.78	3855991.75	718	356,96	1970-1971 / 2010-2011
160705	Tlemcen	654625.42	3862207.38	1076	378,2	1970-1971 / 2010-2011
160701	Meffrouche	654495.67	3857541.65	1010	611,61	1970-1971 / 2010-2011

La figure 21 illustre une hétérogénéité spatiale marquée des précipitations moyennes annuelles au sein du Bassin de l'oued Isser sur la période 1971–2011. La distribution spatiale met en évidence un gradient pluviométrique net, caractérisé par des cumuls plus élevés dans la partie sud-ouest du bassin, dépassant 550 mm/an, et une diminution progressive vers les secteurs centraux et centre-nord où les précipitations deviennent comprises entre 400 et 450 mm/an, voire localement inférieures. Cette organisation spatiale suggère une forte influence des conditions orographiques et de l'exposition aux flux humides dominants, les reliefs du sud-ouest favorisant le soulèvement des masses d'air et l'intensification des précipitations, tandis que les zones plus internes apparaissent relativement abritées et moins arrosées. Les secteurs centraux présentent des valeurs intermédiaires (450–500 mm/an), traduisant une zone de transition climatique à l'échelle du bassin. Cette structuration spatiale cohérente avec le contexte bioclimatique du nord-ouest algérien implique une répartition différenciée des apports hydriques, susceptible d'influencer la génération du ruissellement, la recharge des nappes et la disponibilité en eau à l'échelle sous-bassin. Ainsi, la variabilité spatiale observée constitue un paramètre déterminant du fonctionnement hydrologique du bassin durant la période étudiée et représente un élément fondamental à intégrer dans toute analyse de modélisation

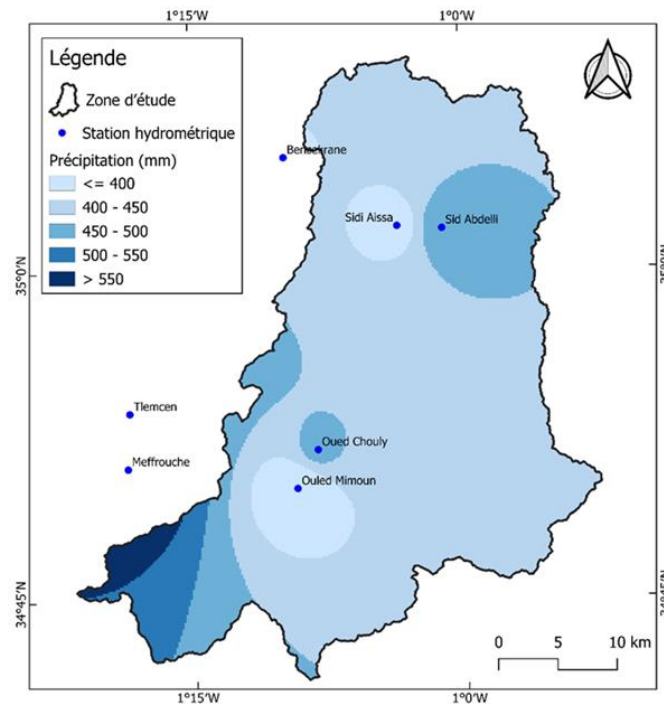


Figure 21 : Carte des précipitations moyennes annuelles dans le bassin d'oued Isser (1970 - 2011)

1.2.2. Etude de la variabilité interannuelle des précipitations au niveau de la station pluviométrique du barrage d'El Izdihar

L'analyse de la série pluviométrique enregistrée entre 1987 et 2011 (Figure 22) met en évidence une forte irrégularité interannuelle des précipitations. Sur l'ensemble de cette période, la moyenne annuelle est estimée à environ **374.75 mm**, mais les valeurs observées varient considérablement autour de cette moyenne, reflétant un régime pluviométrique instable et contrasté, typique des régions à climat semi-aride. Durant la première décennie de la série, notamment entre 1987/1988 et 1995/1996, les précipitations présentent des fluctuations marquées, alternant entre années déficitaires et excédentaires. Plusieurs années de cette période enregistrent des hauteurs de pluie supérieures à la moyenne, traduisant un contexte climatique relativement humide et favorable aux apports hydriques. À partir de 1997/1998, on observe une baisse générale des cumuls annuels, qui marque l'installation d'une période plus sèche s'étendant jusqu'à la fin des années 2000. Les précipitations restent alors inférieures à la moyenne dans la plupart des cas, témoignant d'un déficit hydrique durable au cours de cette phase.

Cependant, un épisode exceptionnel est enregistré en 2008/2009, où la hauteur annuelle atteint près de 750 mm, soit près du double de la moyenne pluriannuelle. Cet événement isolé traduit la grande variabilité du régime pluviométrique et l'influence de phénomènes climatiques ponctuels sur les précipitations locales. Après cette année, les valeurs reviennent à des niveaux moyens ou légèrement inférieurs, marquant un retour progressif à des conditions plus sèches.

Dans l'ensemble, la série chronologique met en évidence une tendance générale à la diminution des précipitations au cours de la période étudiée, malgré la présence de quelques années exceptionnellement humides. Cette évolution traduit une instabilité pluviométrique marquée, caractéristique des milieux semi-arides, où les contrastes entre années humides et sèches influencent fortement la recharge des nappes, les écoulements de surface et, plus globalement, la disponibilité des ressources en eau.

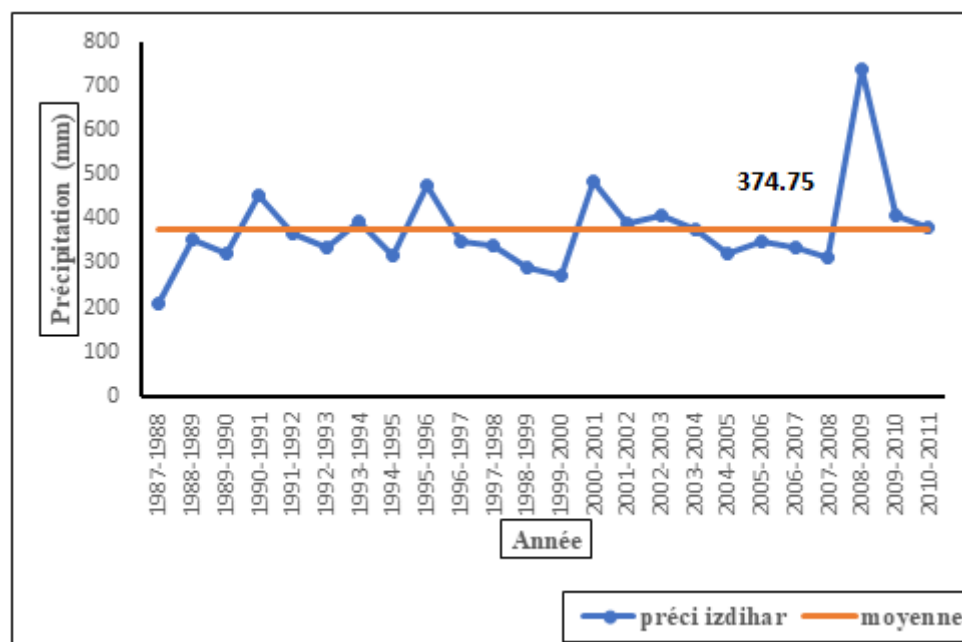


Figure 22 : Variabilité interannuelle de la pluviométrie au niveau de la station du barrage El Izdihar durant (1987-2011)

1.2.3. Les précipitations mensuelles

L'analyse de la distribution mensuelle des précipitations sur la période 1987–2011 (tableau 15 et figure 23) révèle un régime typiquement méditerranéen, avec une concentration des apports en saison froide et un assèchement prononcé en été. Février s'impose comme le mois le plus pluvieux (56,75 mm), alors que juillet n'enregistre que 1,92 mm, soit un rapport de 1 à 30 entre les deux extrêmes. Les fortes amplitudes entre valeurs minimales et maximales notamment en décembre (0,0 à 151,1 mm) témoignent d'une variabilité interannuelle prononcée, qui rend la gestion de la ressource hydrique particulièrement délicate.

Tableau 15 : Valeurs des précipitations moyennes mensuelles, minimales et maximales à la station du barrage El-Izdihar sur oued Isser (1987/2011)

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août
P (mm)	22,80	32,26	54,61	49,36	52,50	56,75	40,86	37,05	30,65	3,62	1,92	3,85
Minimum	0,5	2,2	2,2	6,6	0,0	0,0	0,8	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0
Maximum	85,3	94,5	119,4	151,1	142,0	136,6	130,7	100,4	85,0	17,5	23,7	27,7

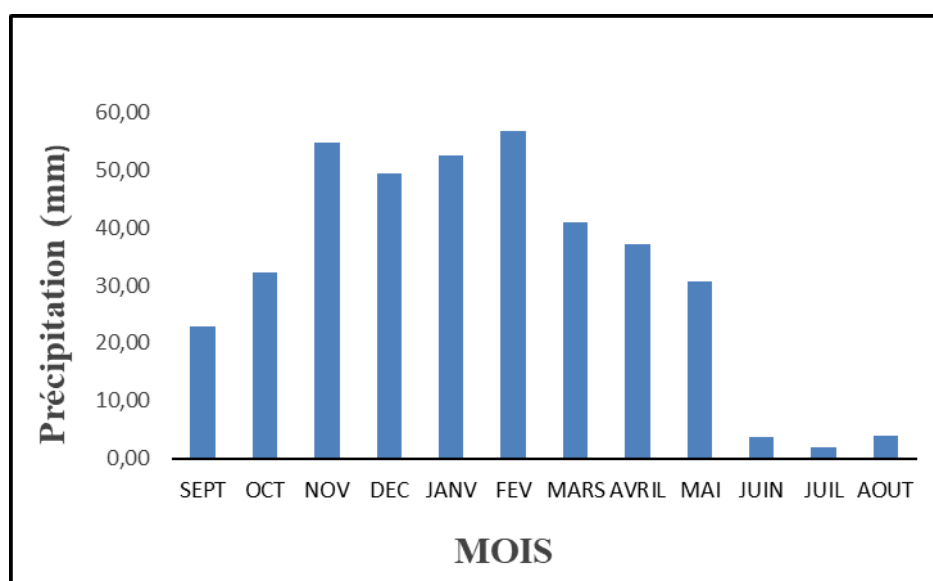


Figure 23 : Répartition des précipitations moyennes mensuelles à la station du barrage El-Izdihar sur oued Isser (1987/2011)

1.2.4. Les précipitations saisonnières

Il est intéressant d'analyser la variabilité saisonnière pour identifier si la baisse ou la hausse des fréquences affecte une saison spécifique ou plusieurs saisons.

L'analyse de la répartition temporelle des précipitations sur la période 1987-2011 révèle une forte variabilité saisonnière caractéristique du climat semi-aride. La concentration des précipitations s'effectue durant la saison froide avec un maximum hivernal de 158,61 mm, suivi de l'automne (109,68 mm) et du printemps (108,56 mm), (figure 24) tandis que l'été avec seulement 9,4 mm enregistre un déficit hydrique marqué, Cette distribution contrastée engendre des implications majeures pour la gestion des ressources hydriques et nécessite des stratégies d'adaptation face au déficit estival prononcé et aux risques d'inondations saisonnières.

Tableau 16: Répartition des précipitations saisonnières à la station du barrage d'El Izdihar.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Précipitations	109.68	158.61	108.56	9.4

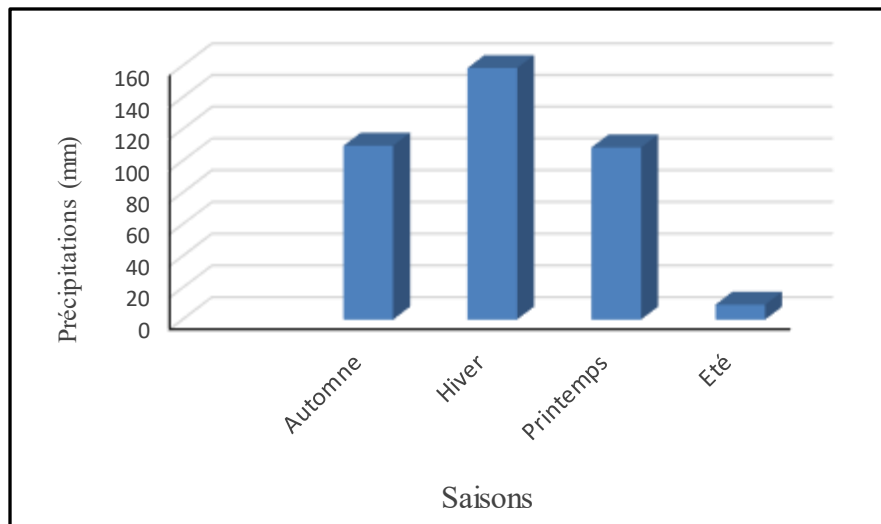


Figure 24 : Variations saisonnières des précipitations à la station du barrage d'El Izdihar sur oued Isser (1987-2011)

1.2.5. L'indice de précipitation standardisé SPI

1.2.5.1. Méthode de calcul du SPI

L'indice SPI qui a été développé en 1993 par MCKEE et al., pour la détermination des déficits pluviométriques pour une période donnée. C'est un indice à la fois puissant, souple d'utilisation et simple à calculer. Les données sur les précipitations constituent en fait le seul paramètre requis. En outre, l'indice SPI s'avère tout aussi efficace pour analyser les périodes humides que les périodes sèches. C'est pourquoi MCKEE et al. (1993) ont initialement calculé l'indice SPI pour des laps de temps de 3, 6, 12, 24 et 48 mois. Le calcul de l'indice SPI en un lieu, quel qu'il soit, est basé sur un historique de précipitations sur une longue période correspondant au laps de temps étudié. On ajuste une distribution de probabilité à cette longue série de relevés, puis on la transforme en une distribution normale afin que l'indice SPI moyen, pour le lieu considéré et pour la période étudiée, soit égal à zéro [EDWARDS et MCKEE, 1997]. Une sécheresse sévit quand l'indice présente de façon continue une valeur négative de $-1,0$ ou moins et se termine lorsque l'indice devient positif. Par conséquent, on distingue, pour chaque épisode de sécheresse, une durée avec un commencement et une fin, ainsi qu'une intensité pour chaque mois durant lequel l'épisode se poursuit. Pour obtenir ce que l'on peut appeler la « magnitude » de la sécheresse, il suffit d'ajouter toutes les valeurs de l'indice pour l'ensemble des mois sur lesquels porte l'épisode. En outre, l'indice SPI se révèle tout aussi efficace pour analyser les périodes ou cycles humides que les périodes ou cycles secs. Cet indice est calculé par la formule suivante :

$$SPI = \frac{(P_i - \bar{P})}{\sigma}$$

Où

SPI = indice standardisé de précipitation ;

P_i = moyenne interannuelle (mm) ;

$\bar{P}$ = moyenne de la série (mm) ;

σ = écart type de la série (mm).

Les valeurs positives de l'indice SPI indiquent des précipitations supérieures à la médiane et les valeurs négatives, des précipitations inférieures à la médiane. Étant donné que l'indice est normalisé, il est possible de représenter de la même manière les climats humides et les climats arides. (Tableau 17)

L'indice SPI permet également d'assurer une surveillance des périodes humides. MCKEE et al. [1993] ont utilisé le système de classification présenté dans le tableau 17 (des valeurs de l'indice SPI figurant ci-après pour définir l'intensité des épisodes de sécheresse en fonction de la valeur de l'indice). Ils ont aussi défini les critères d'un épisode de sécheresse pour une échelle de temps quelconque.

Tableau 17 : Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI

Valeurs SPI	Degré d'Humidité et de Sécheresse
> +2	Extrêmement humide
de 1,5 à 1,99	Très humide
de 1,0 à 1,49	Modérément humide
de -0,99 à 0,99	Proche de la normale
de -1,0 à -1,49	Modérément sec
de -1,5 à -1,99	Très sec
-2 et moins	Extrêmement sec

1.2.5.2. Résultat et Analyse du SPI dans le bassin d'oued Isser

Parmi l'ensemble des stations pluviométriques recensées dans le bassin versant de l'Isser, deux ont été retenues pour la suite de l'étude : la station d'EI izdihar (longitude : 1°6'49,79" O ; latitude : 35°5'5,67" N ; altitude : 452 m) et celle d'Oued Chouly (longitude : 1°8'7" O ; latitude : 34°51'76" N ; altitude : 725 m). Ce choix répond à une double exigence : outre la disponibilité de séries chronologiques continues et exploitables sur la période 1987–2011 que les autres stations ne pouvaient offrir, ces deux stations présentent l'avantage d'être positionnées de part et d'autre du bassin, l'une à l'amont et l'autre à l'aval, garantissant ainsi une représentation spatiale cohérente de la variabilité pluviométrique.

Une analyse ponctuelle a été conduite pour chacune d'elles afin de mieux cerner les variations de la pluviométrie annuelle et d'en dégager les tendances significatives. L'indice de précipitations standardisé (SPI) a également été calculé sur la même période, permettant de mettre en regard les fluctuations pluviométriques avec les apports liquides et solides observés dans le bassin.

L'analyse des indices pluviométriques standardisés (SPI) pour les stations du barrage EL Izdihar et de Chouly (Figure 25) met en évidence des similitudes et des différences dans les

tendances pluviométriques au fil des années. Dans les deux stations, les périodes proches de la normale prédominent, en particulier entre les années 1988 et 1995, puis de 1996 à 2008. Cependant, des périodes humides sont également observées dans les deux sites, avec des indices SPI qui dépassent des seuils significatifs. Par exemple, la station du barrage EL Izdihar a enregistré des années modérément humides en 1995-1996 et 2000- 2001, avec un pic particulièrement humide en 2008-2009 (SPI supérieur à 2). De même, la station de Chouly montre deux années très humides, en 1995-1996 et 2009-2010, et une année extrêmement humide en 2008- 2009, avec des valeurs SPI allant jusqu'à 2,8. Les deux stations ont connu des sécheresses, notamment en 1987-1988. À El Izdihar, la sécheresse était sévère tandis qu'à Chouly, un SPI de -1,49 indique une sécheresse modérée. Malgré des variations locales, elles présentent des tendances similaires, alternant entre périodes normales, humides et sèches. (Saouli et al. 2025).

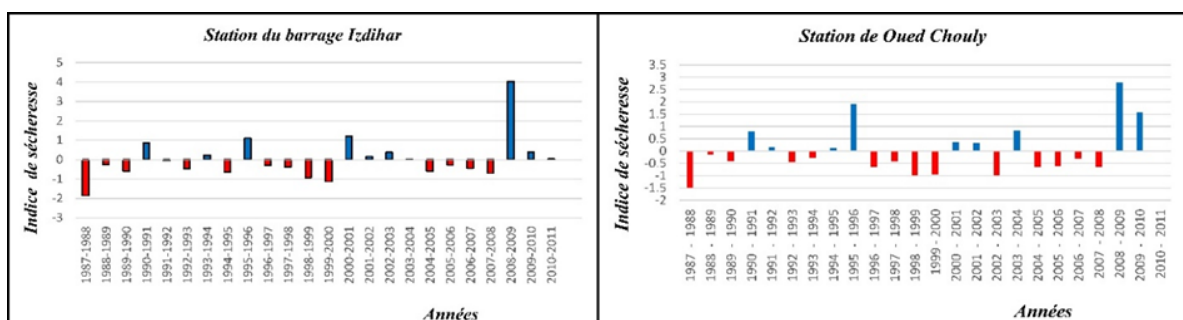


Figure 25 : Indice de précipitation standardisé au cours de la période (1987-2011) dans les stations du bassin versant de l'oued Isser

1.3. Etude des températures

La température représente un paramètre climatique fondamental qui interagit avec l'ensemble des facteurs météorologiques pour définir les conditions climatiques d'une région. Couplée aux données pluviométriques, elle constitue une variable indispensable pour l'estimation du déficit d'écoulement et le calcul des différents indices climatiques.

La présente étude repose sur l'exploitation des données de mesures collectées à la station de Sidi Aïssa, qui dispose d'une série chronologique s'étendant de 1987 à 2011.

1.3.1. Températures moyennes annuelles

L'analyse des données thermométriques de la station de Sidi Aïssa sur la période 1987-2011 (tableau 18) révèle plusieurs observations intéressantes :

- La température moyenne sur l'ensemble de la période étudiée s'établit à 16,09°C
- Les températures moyennes annuelles oscillent entre 14,93°C (1992, année la plus fraîche) et 16,87°C (2001, année la plus chaude)
- L'amplitude thermique entre ces deux extrêmes est de 1,94°C, ce qui traduit une relative stabilité interannuelle
- Les années 1990 à 1993 se distinguent par des températures nettement inférieures à la moyenne, avec un pic de fraîcheur en 1992 (14,93°C)

- La période 1999-2011 montre une tendance au réchauffement, avec la majorité des années affichant des températures supérieures ou proches de la moyenne de la série
- L'année 2001 marque un maximum avec 16,87°C, soit **0,78°C** au-dessus de la moyenne
- On observe une certaine variabilité dans les années 2000, alternant entre années relativement chaudes (2001, 2003, 2006, 2010) et années plus tempérées (2004, 2005)

Cette évolution suggère une possible tendance au réchauffement sur les deux dernières décennies de la série, cohérente avec les observations du changement climatique régional, bien qu'une analyse statistique plus approfondie (test de tendance de Mann-Kendall, par exemple) serait nécessaire pour confirmer cette hypothèse.

Tableau 18 : Valeurs des Températures annuelles dans l'oued Isser à Sidi Aïssa (1987–2011)

Année	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999
T°(c) moy	16,43	16,12	16,59	16,53	15,27	14,93	15,13	16,47	16,20	15,37	16,26	16,08	16,13
Année	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	
T°(c) moy	16,28	16,87	16,27	16,41	15,60	15,55	16,75	15,76	15,83	16,48	16,54	16,31	

L'analyse de la série des températures moyennes annuelles sur la période 1987–2011 met en évidence une valeur moyenne globale de 16,09 °C (Figure 26). Les années les plus fraîches, en particulier entre 1991 et 1993, se caractérisent par des températures moyennes inférieures à 15 °C, tandis que les années 2001, 2006 enregistrent les valeurs les plus élevées, avec des moyennes dépassant 16,7 °C. Cette variabilité interannuelle révèle une tendance générale à l'augmentation progressive des températures, traduisant un réchauffement graduel du climat local au cours de la période étudiée.

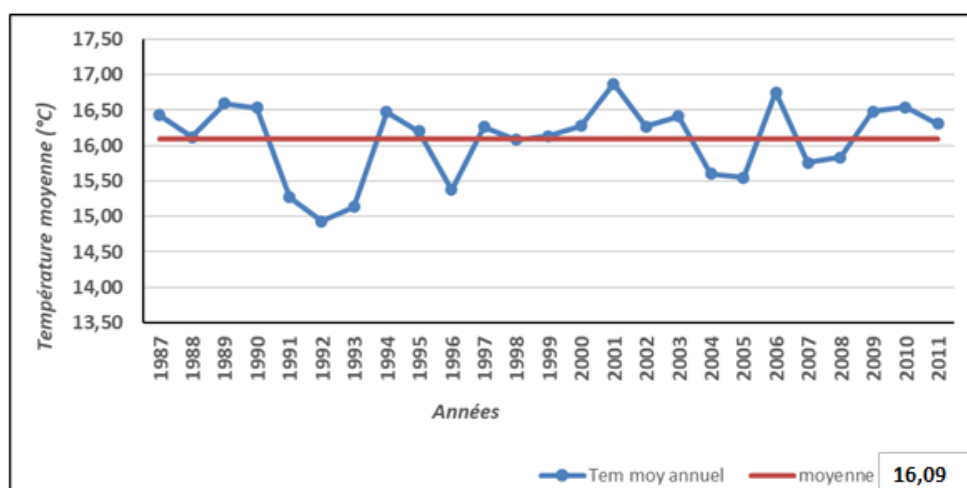


Figure 26 : Évolution de la température moyenne annuelle à la station de Sidi Aïssa (1987–2011)

1.3.2. Températures moyennes mensuelles

L'analyse des températures mensuelles sur plusieurs années (tableau 19) met en évidence un cycle thermique typique du climat méditerranéen. Ce cycle se caractérise par une

amplitude annuelle significative de 19,62 °C, mesurée entre le mois le plus froid, décembre, avec une température moyenne de 6.21°C, et le mois le plus chaud, août, où la température atteint en moyenne 25.9°C. (figure 27 et 28).

Tableau 19 : Températures moyennes mensuelles à la station de Sidi Aïssa (1987–2011)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
T(c°)	21,59	17,3	12,14	9,214	8,01	9,179	11,7	13,59	17,13	21,71	25,59	25,9
MIN	5,64	5,56	9,60	11,56	14,33	16,69	22,67	23,53	19,13	14,82	9,33	7,18
MAX	10,392	11,9	14,15	16,4	19,61	24,39	28,43	27,4	24,77	20,203	14,49	12,4
Ecart type	1,20	1,61	1	1,335	1,43	1,676	1,373	0,985	1,35	1,461	1,38	1,52
Amplitude	4,748	6,388	4,558	4,841	5,278	7,699	5,759	3,868	5,631	5,388	5,162	5,256

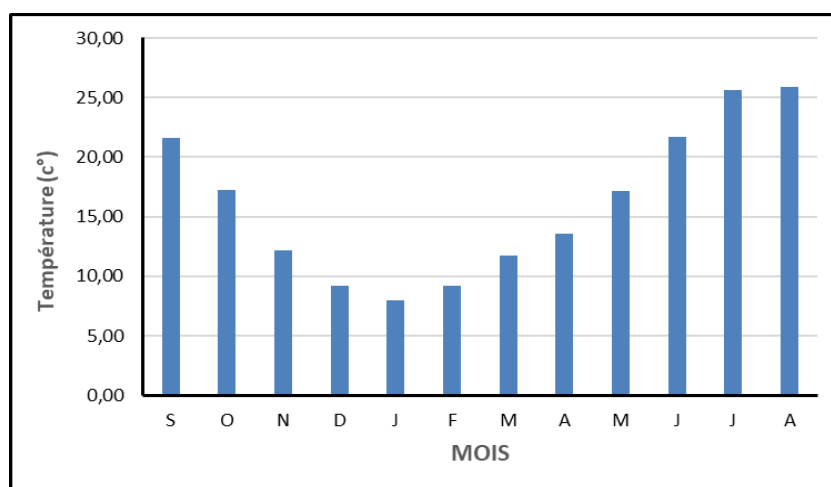


Figure 27 : Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Sidi Aïssa (1987–2011)

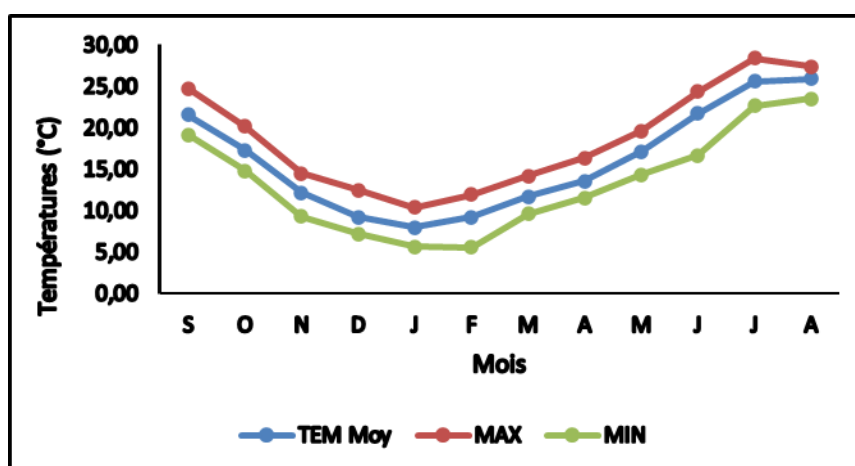


Figure 28 : Variation des températures mensuelles (moyennes, maximales et minimales) à la station de Sidi Aïssa (1987–2011)

1.3.3. Températures moyennes saisonnières

La figure 29 et tableau 20 illustrent la distribution saisonnière des températures et mettent en évidence deux périodes distinctes : l'été et l'automne constituent les saisons chaudes, alors que l'hiver et le printemps se caractérisent par des températures plus froides.

Tableau 20 : Répartition des températures saisonnières à la station du barrage d'El Izdihar.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Températures	17	8.8	14.14	24.4

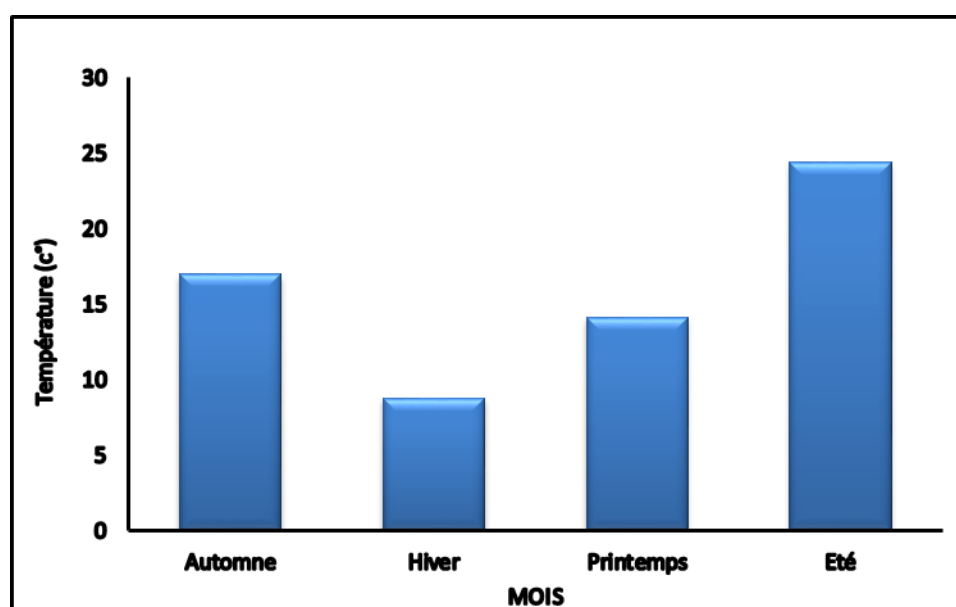


Figure 29 : Variations saisonnières des températures à la station de Sidi Aïssa (1987–2011)

2. Etude statistique des données hydropluviométriques

L'ajustement statistique vise à vérifier l'adéquation entre une distribution empirique et un modèle théorique de probabilité. Un ajustement est considéré satisfaisant lorsque le modèle retenu reproduit fidèlement la structure des données observées. Cette démarche permet de synthétiser l'information contenue dans un large échantillon au moyen d'un nombre limité de paramètres statistiques, facilitant ainsi l'analyse et l'interprétation des phénomènes hydrologiques.

L'identification de la loi de distribution des modules annuels a été réalisée à l'aide du logiciel XLSTAT (version 2016). Cet outil permet de tester plusieurs modèles probabilistes et

de sélectionner celui présentant la meilleure adéquation aux observations. L'estimation des paramètres s'effectue par la méthode du maximum de vraisemblance, reconnue pour sa robustesse statistique. Cette méthode détermine les valeurs paramétriques qui maximisent la probabilité d'observer l'échantillon considéré. Elle présente des propriétés asymptotiques optimales, notamment la convergence, l'efficacité et la consistance, garantissant ainsi la fiabilité de l'ajustement pour l'analyse des variations interannuelles Test de normalité

L'adéquation des séries hydrologiques à une loi normale peut être évaluée selon deux approches complémentaires.

L'approche graphique repose sur la représentation simultanée des distributions empirique et théorique sur un diagramme gauss-arithmétique, permettant d'apprécier visuellement la qualité de l'ajustement.

L'approche analytique fait appel à plusieurs tests statistiques reconnus pour leur efficacité. Le test du χ^2 (Chi-deux) mesure la divergence entre fréquences observées et attendues, permettant d'évaluer la conformité de la distribution empirique à un modèle théorique donné. Le test de Kolmogorov-Smirnov complète cette analyse en comparant les fonctions de répartition cumulatives. Enfin, l'examen des coefficients d'asymétrie (skewness) et d'aplatissement (kurtosis) fournit des indicateurs supplémentaires sur la forme de la distribution et son écart potentiel par rapport à la normalité.

La loi normale constitue le modèle statistique le plus couramment utilisé en hydrologie et présente une bonne adéquation avec les modules annuels de notre série chronologique. Par ailleurs, de nombreuses distributions peuvent être approximées par cette loi, ce qui justifie son emploi en première approche. Dans le cadre de cette étude, la normalité des données du bassin versant sera vérifiée par une double approche combinant l'analyse graphique et le test du χ^2 .

2.1. Ajustement des données pluviométriques à une loi statistique

L'analyse statistique des précipitations permet de caractériser le régime pluviométrique du bassin étudié et d'estimer les hauteurs de pluie associées à différentes périodes de retour. Cette démarche vise également à identifier la loi de probabilité présentant le meilleur ajustement aux observations collectées à la station.

La fréquence empirique au non-dépassement de chaque valeur est déterminée par la formule de Hazen :

$$F_i = i / (N + 1)$$

Où :

i : rang de la valeur dans la série ordonnée

N : taille de l'échantillon (nombre d'années d'observation)

La série pluviométrique collectée au niveau de la station El Izdihar durant 1987-2011 sert à calculer les paramètres statistiques nécessaires pour caractériser la distribution des précipitations annuels. Les résultats issus de cette analyse statistique sont présentés dans le tableau 20.

Le coefficient de variation $Cv=0.265$, cela indique que l'ajustement suit une loi normale (Cv inférieur à 0.3) le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

Tableau 20 : Caractérisation des paramètres des précipitations de la station d'Isser

Paramètres	Formules	Résultats
Moyenne	$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a P_i$	374,759
Variance (σ^2)	$s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (P_i - \bar{P})^2$	8632,515
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{s^2}$	99,455
Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{P}}$	0,265

2.1.1. Ajustement par la loi normale

Les précipitations annuelles enregistrées sur 24 ans (1987–2011) montrent une moyenne de 374.76 mm, un écart-type de 99.46 mm et un coefficient de variation Cv de 0.265. Cette valeur relativement faible indique une variabilité modérée et justifie l'utilisation d'une loi normale pour modéliser la distribution des pluies. L'ajustement des précipitations annuelles à une loi Normale de Gauss donne une répartition des points (figure 30) proche de la droite d'équation $P = 374.76 + 99.46u$.

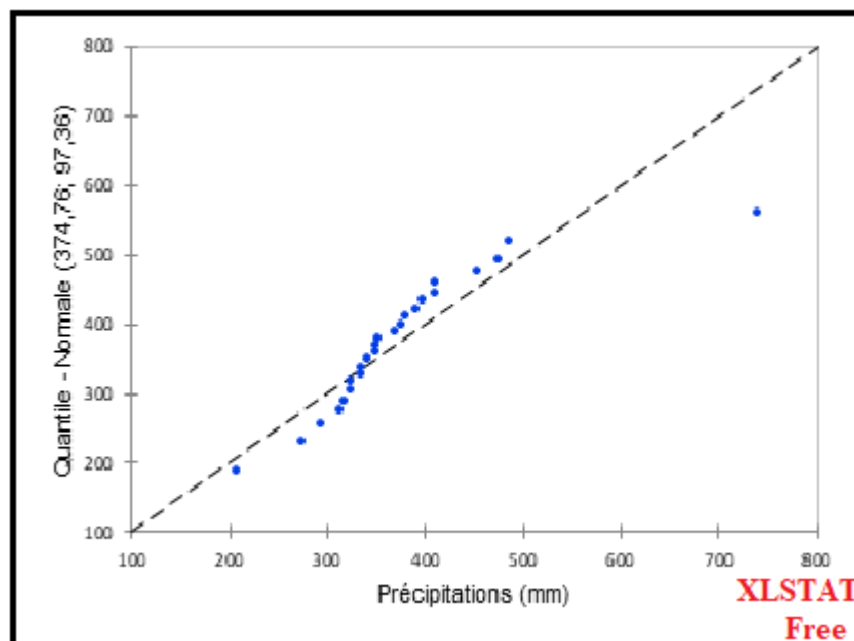


Figure 30 : Ajustement graphique des précipitations annuelles à la loi de distribution normale.

Le test du χ^2 appliqué aux sept classes de précipitation (tableau 21) montre que χ^2 calculé (6.33) est inférieur à χ^2 tabulé (6.63), et un degré de liberté ddl=1 confirmants l'adéquation du modèle normal.

Tableau 21 : calcul du χ^2

Classe (mm)	Fréquence observée	Fréquence théorique	χ^2
208 – 307.6	3	6	1.500
307.6 – 374.8	11	6	4.167
374.8 – 441.9	6	6	0.00
441.9 – 739.1	4	6	0.667

À partir de l'équation $P = 374.76 + 99.46u$, les précipitations pour des périodes de retour allant de 5 à 1000 ans montrent une croissance progressive, atteignant 682 mm pour l'événement millénial. (Tableau 22)

Tableau 22 : Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.

Période de retour T (ans)	Variable réduite (u)	Précipitations (mm)
5	0.84	458.3
10	1.28	502.1
20	1.64	537.9
50	2.05	578.7
100	2.32	605.5
1000	3.09	682.1

3. Contexte bioclimatique du bassin d'oued Isser

Les indices bioclimatiques constituent des indicateurs fondamentaux pour l'analyse et la classification des conditions climatiques d'une région. Ils permettent de relier les principaux paramètres météorologiques notamment les précipitations et les températures aux facteurs écologiques influençant la répartition et l'adaptation des organismes vivants.

Ces indicateurs jouent un rôle déterminant dans la compréhension du fonctionnement des écosystèmes méditerranéens et dans l'orientation des stratégies de gestion et de planification agricole.

3.1. Indice d'aridité annuel de Martonne

L'indice d'aridité constitue un paramètre permettant d'évaluer le niveau de sécheresse d'un climat, en intégrant simultanément les effets des précipitations et de la température. Parmi les différents indicateurs proposés dans la littérature, l'indice de De Martonne (1923) demeure l'un des plus utilisés en raison de sa simplicité et de sa pertinence. Il se calcule selon la relation suivante :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

Où

P représente la précipitation annuelle (en mm) et

T la température moyenne annuelle (en °C).

L'interprétation de l'indice d'aridité repose sur les seuils définis par De Martonne (1923), permettant de classer les types de climats selon la valeur de l'indice obtenu

Tableau 23 : Classification climatique selon l'indice de De Martonne (1923)

Type de climat	Valeur de l'indice (I)
Hyper-aride (H-A)	$I < 5$
Aride (A)	$5 \leq I < 10$
Semi-aride (S-A)	$10 \leq I < 20$
Semi-humide (S-H)	$20 \leq I < 30$
Humide (H)	$30 \leq I < 55$
Très humide (T-H)	$I \geq 55$

Les résultats obtenus pour la station d'étude indiquent une valeur moyenne de l'indice d'aridité de **14.56**. Cette valeur, comprise entre 10 et 20, correspond à la classe climatique semi-aride selon la classification de De Martonne (1923). (Tableau 23)

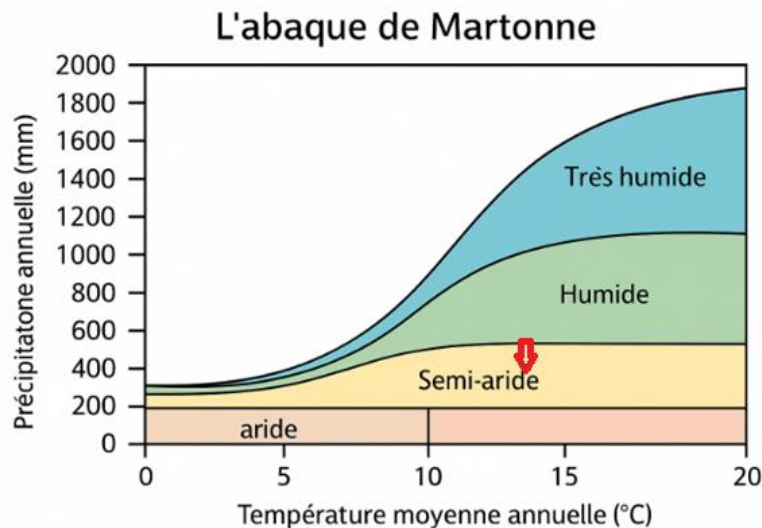


Figure 31 : Abaque de Martonne (1923).

Ainsi, le climat de la région se caractérise par une sécheresse modérée, où les précipitations restent insuffisantes pour compenser l'évaporation potentielle, traduisant un déficit hydrique typique des zones semi-arides. (Figure 33)

3.2.Indices d'aridité mensuelle (i)

Afin d'affiner l'analyse de la variabilité saisonnière de l'aridité, l'indice mensuel de De Martonne a été calculé à partir de la relation suivante :

$$I_m = \frac{12 \times P_m}{T_m + 10}$$

Où P_m et T_m désignent respectivement les précipitations mensuelles (mm) et les températures mensuelles (°C).

Tableau 24 : Valeurs de l'indice mensuel de De Martonne de la station météorologique.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
T(c°)	21,6	17,3	12,14	9,21	8,007	9,18	11,7	13,59	17,1	21,7	25,59	25,9
P (mm)	22,8	32,3	54,61	49,4	52,5	56,8	40,9	37,05	30,7	3,62	1,92	3,85
Im	8,66	14,2	29,6	30,8	34,99	35,5	22,6	18,85	13,6	1,37	0,647	1,29
T-C	A	S-A	S-H	H	H	H	S-H	S-A	S-A	H-A	H-A	H-A

L'application de l'indice de De Martonne aux données thermo-pluviométriques de la station étudiée (tableau 24) met en évidence une forte variabilité saisonnière caractéristique d'un climat méditerranéen.

L'analyse révèle trois périodes climatiques distinctes :

Une période estivale aride (juin-septembre) : Les mois d'été se caractérisent par une aridité marquée à extrême (classifications H-A à A selon l'indice de De Martonne), résultant de la combinaison de températures élevées (21,7°C à 25,9°C) et de précipitations quasi-nulles (1,92 à 3,85 mm). Cette sécheresse estivale constitue une contrainte hydrique majeure pour les écosystèmes de la région.

Une période hivernale humide (octobre-mai) : Durant la saison froide, les conditions deviennent semi-humides à humides (S-H à H), avec des cumuls pluviométriques significatifs atteignant leur maximum en novembre (54,61 mm) et février (56,8 mm). Les températures modérées (8,007°C à 17,3°C) limitent l'évapotranspiration potentielle, favorisant ainsi un bilan hydrique positif.

Une séquence de transition : Les mois de septembre et mai présentent des classifications intermédiaires (S-A), témoignant de la transition progressive entre les régimes hydroclimatiques opposés.

3.3.Diagramme ombrothermique

Le diagramme ombrothermique constitue un outil graphique de synthèse permettant la représentation simultanée des précipitations mensuelles (mm) et des températures moyennes mensuelles (°C), facilitant ainsi la caractérisation du régime hydroclimatique d'une région.

Selon la convention de Bagnouls & Gaussen (1953), le diagramme s'appuie sur une relation scalaire $P = 2T$ permettant d'identifier visuellement :

Le diagramme climatique présente, en abscisse, les différents mois de l'année. Les ordonnées sont organisées de manière différenciée : à droite figurent les températures moyennes mensuelles exprimées en degrés Celsius (°C), tandis qu'à gauche sont représentées les précipitations moyennes mensuelles en millimètres (mm), selon une échelle double de celle des températures.

Dans ce type de représentation, une période sèche est identifiée lorsque la courbe des précipitations se situe en dessous de celle des températures. À l'inverse, une période humide correspond aux situations où la courbe des précipitations dépasse celle des températures.

Cette représentation offre une lecture immédiate de la distribution temporelle des conditions hydriques et permet d'évaluer l'intensité et la durée du stress hydrique, paramètres déterminants pour la dynamique des écosystèmes et la gestion des ressources en eau.

Les valeurs des précipitations et des températures moyennes mensuelles sont reportées dans le tableau suivant (Tableau .25)

Tableau 25 : Valeurs moyennes mensuelles des précipitations et des températures

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
T(c°)	21,60	17,30	12,10	9,21	8,01	9,18	11,70	13,59	17,13	21,71	25,59	25,93
P (mm)	22,80	32,26	54,61	49,36	52,50	56,75	40,86	37,05	30,65	3,62	1,92	3,85
2T	49,20	45,06	32,80	18,43	16,01	18,36	23,39	27,18	34,26	43,42	51,19	51,87

Le diagramme ombrothermique, (Figure 34) établi selon la convention de Bagnouls & Gaussen ($P = 2T$), met en évidence une forte bimodalité saisonnière. Une période humide s'étend d'octobre à avril, caractérisée par des précipitations abondantes (maximum de 56,8 mm en février) et des températures modérées (8-17°C). À l'inverse, une période sèche de mai à septembre se distingue par un déficit hydrique marqué, avec des précipitations minimales (≤ 4 mm) et des températures élevées (21-26°C). Cette alternance traduit un régime méditerranéen typique, imposant un stress hydrique estival contraignant pour les écosystèmes régionaux.

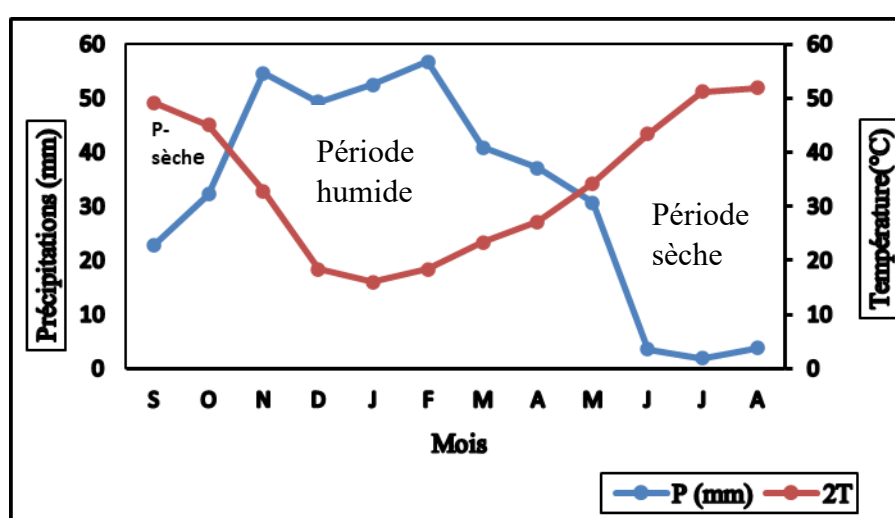


Figure 32 : Diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen

3.4. Diagramme d'Emberger

Le climagramme d'Emberger représente un instrument bioclimatique élaboré spécifiquement pour la caractérisation et la classification des climats méditerranéens et de leurs variantes (Emberger, 1942, 1955, 1971). Cet outil graphique s'appuie sur le quotient pluviothermique d'Emberger (Q_2), un indice synthétique établissant une relation entre le total pluviométrique annuel et les valeurs thermiques extrêmes. Le quotient pluviothermique d'Emberger s'exprime selon la formule suivante :

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

Où

P : précipitations moyennes annuelles (mm),

M : Moyenne des maxima des températures du mois le plus chaud (°K),

m : Moyenne des minimas des températures du mois le plus froid (°K).

La représentation graphique de ce diagramme (Figure 35) positionne en abscisse la température minimale du mois le plus froid (m) et en ordonnée le quotient pluviothermique (Q_2). Cette construction graphique permet d'identifier et de délimiter diverses zones bioclimatiques s'échelonnant du domaine saharien (caractérisé par une aridité extrême) au domaine humide, en intégrant les domaines intermédiaires aride, semi-aride et subhumide. Le calcul du Q_2 donne pour la station du barrage El Izdihar une valeur de 48.59

En rapportant cette valeur sur le diagramme d'Emberger en bas, qui comporte en ordonnées les valeurs de Q_2 et en abscisses la moyenne des minimas du mois le plus froid 3°C, nous pouvons constater que la région présente un climat semi-aride.

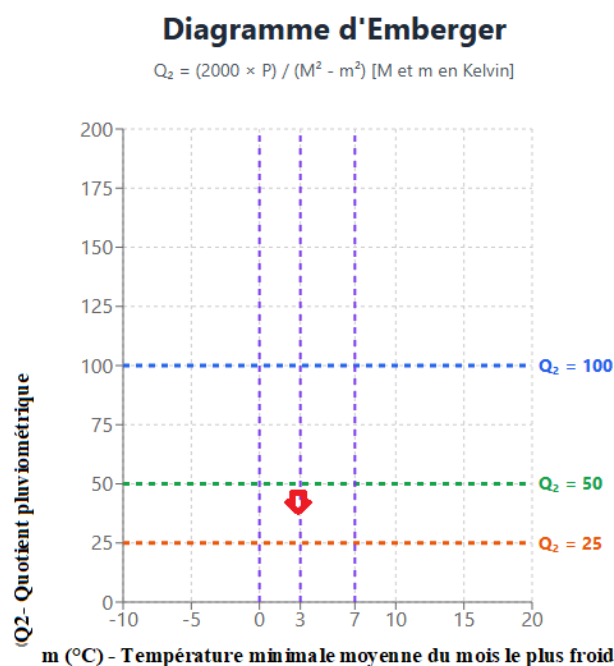


Figure 33 : Diagramme d'emberger de la station étudiant

3.5. Indice de Stewart (Q₃)

Cet indice vise à évaluer le degré de sécheresse globale de la station étudiée en se basant sur les valeurs moyennes annuelles des précipitations et des températures. Il traduit la relation inverse entre le quotient obtenu et l'aridité du climat : plus ce dernier est faible, plus les conditions climatiques sont sèches. L'expression mathématique de cet indice est la suivante :

$$Q_3 = \frac{3.43 \times P}{(M - m)}$$

Où :

M : Moyenne des températures du mois le plus chaud en kelvin M=303.15°K

m : la Moyenne des températures du mois le plus frais en kelvin m=276,15°K

P : Pluviométrie annuelle = 374.75 mm

Pour

- 10<Q₃<50 climat semi-aride
- 2<Q₃<10 climat désertique
- Q₃<2 climat insaturé

Pour une valeur du **Q₃= 48,27** le climat du bassin de l'oued Isser est semi-aride.

3.6. Autres caractéristiques climatiques

3.6.1. Évapotranspiration

Le passage d'un liquide à l'état de vapeur est un processus physique influençant la température et la pression. L'évaporation correspond à la transformation progressive de ce liquide, tandis que l'évapotranspiration représente la quantité totale d'eau retournant à l'atmosphère sous forme de vapeur, résultant de l'ensemble des pertes par évaporation et transpiration. Cette dernière est exprimée en épaisseur d'eau évaporée sur une période donnée (Bouchet, 1963).

3.6.1.1. Évapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle (ETP) désigne la quantité maximale d'eau pouvant être évaporée et transpirée par un couvert végétal homogène, parfaitement alimenté en eau, sous des conditions climatiques spécifiques. Elle reflète ainsi la demande évaporative atmosphérique, déterminant de la disponibilité en eau du sol. Dans le cadre de cette étude, le calcul mensuel de l'ETP a été réalisé selon la méthode de Thornthwaite (1948). Cette approche s'appuie principalement sur la température moyenne mensuelle, selon la formule présentée dans l'équation.

$$ETP_{nc} = 16 \left(\frac{T \times 10}{I} \right)^a$$

Où :

ETP_{nc} représente l'évapotranspiration potentielle non corrigée (mm)

T est la température moyenne mensuelle (°C)

I correspond à l'indice thermique annuel, calculé comme la somme des indices thermiques mensuels $i = (T/5)^{1.514}$

a est un coefficient calculé selon la formule : $a = 0.016I + 0.5$

L'évapotranspiration potentielle mensuelle corrigée est obtenue à partir de la formule :

$$ETP \text{ Corrigée} = ETP \times F$$

F : facteur correctif fonction du mois (m) et de la latitude.

Les résultats relatifs à la station étudiée révèlent une évapotranspiration potentielle annuelle de **946,38** mm (Tableau 26). On observe que les valeurs d'ETP atteignent leur minimum pendant les mois de janvier (15mm) et février (13,82mm) en revanche les plus élevées sont enregistrées au mois de juillet (192,54mm) et août (192,49mm)

Tableau 26 : Résultats des calculs de l'ETP, selon Thornthwaite

Paramètres	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuel
T (°C)	23,4	16,86	14,3	11,02	9,5	9,35	11,7	13,32	20	21,71	29,27	30,29	17,56
i	10,35	6,30	4,91	3,31	2,64	2,58	3,62	4,41	8,16	9,24	14,52	15,29	85,32
$F(35^\circ N)$	1.03	0.97	0.86	0.85	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	
a	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87	1,87
ETP_{nc}	104.95	55.22	39.15	23.85	17.25	16.26	28.55	52.45	75.22	115.11	156.54	165.94	
ETP	108,09	53,65	33,66	20,27	15,00	13,82	29,40	57,17	91,01	139,28	192,54	192,49	946,38

3.6.1.2. L'évapotranspiration réelle (ETR)

Représente la quantité d'eau effectivement évaporée et transpirée compte tenu des conditions réelles de disponibilité en eau. Elle est toujours inférieure ou égale à l'évapotranspiration potentielle (ETP). Dans cette étude, trois différentes méthodes ont été employées pour estimer l'ETR.

a)- La méthode de Thornthwaite

La méthode de Thornthwaite évalue l'évapotranspiration réelle (ETR) mensuelle et annuelle en un point de mesure, par comparaison des valeurs d'ETP et de précipitations mensuelles (P) (BONNET & al., 1970). Plusieurs cas sont distingués :

- $ETP < P \rightarrow ETR = ETP$

Le volume d'eau correspondant à $P - ETP$ est retenu dans le sol dans la limite de sa capacité de rétention. Lorsque la réserve utile maximale (RU) est dépassée, l'excédent hydrique se répartit entre ruissellement et infiltration (BONNET & al., 1970).

- $ETP = P \rightarrow ETR = P$

Le stock d'eau du sol reste constant par rapport au mois antérieur.

- $ETP > P \rightarrow$ Dans ce cas, $ETR = P$ complétée par un prélèvement (total ou partiel) sur la réserve en eau du sol, jusqu'à ce que celle-ci soit épuisée.

Lorsque les réserves en eau du sol sont épuisées et que $ETP > ETR$, $ETP - ETR =$ Déficit. La valeur de l'évapotranspiration réelle annuelle est la somme des 12 valeurs d'évapotranspiration réelle mensuelles (BONNET & al., 1970).

Diverses méthodes de détermination de la réserve utile (RU) ont été développées, telles que les formules de RICHARD (1954) et de HALLAIRE (1961), ou l'équation de régression linéaire proposée par RAWLS (1982). Ces modèles intègrent comme variables la texture du sol, la densité apparente, l'humidité et l'épaisseur de l'horizon pédologique.

En l'absence de données spécifiques, la réserve utile de référence est de 100 mm (THORNTHWAITE, validée par PEDELABORDE, 1968 ; BONNET & al., 1970) a été utilisée pour le bilan hydrique.

L'ETR moyenne calculée (Tableau 27) est de **344.3** mm pour la station étudiée.

Tableau 27 : Bilan hydrologique calculé par la méthode de Thornthwaite.

Paramètres	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Annuel
T (°C)	23,4	16,86	14,3	11,02	9,5	9,35	11,7	13,32	20	21,71	29,27	30,29	17,56
P (mm)	22,8	32,26	54,61	49,36	52,5	56,75	40,86	37,05	30,65	3,62	1,92	3,85	374.75
ETP	108,1	53,65	33,66	20,27	15	13,82	29,4	57,17	91,01	139,3	192,5	192,5	946,38
P-ETP	-85,3	-21,4	20,95	29,09	37,5	42,93	11,46	20,12	-60,4	-136	-191	-189	
RU (mm)	0	0	20,95	50,04	87,5	100	100	79,88	19,52	0	0	0	
ETR (mm)	22,8	32,26	33,66	20,27	15	13,82	29,4	57,17	91,01	23,14	1,92	3,85	344,3
Exc(mm)	0	0	0	0	0	30,47	11,46	0	0	0	0	0	41,93
D (mm)	85,29	21,39	0	0	0	0	0	0	0	116,2	190,6	188,6	602,04

b) - Formule de Turc :

L'évapotranspiration réelle (ETR) se calcule à partir de l'expression ci-après,

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Où :

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle (mm/an).

P : Précipitations moyennes annuelles (mm/an).

T : Température moyenne annuelle (°C).

Avec : $L = 300 + 25T + 0.05T^3$ et $L^2 = 1019563,68$,

$P = 374.75$ mm et $T = 17.56^\circ\text{C}$

L'application de cette approche méthodologique aux paramètres climatiques de la zone d'étude a permis d'établir que l'évapotranspiration réelle annuelle s'élève à **377,59 mm**. La mise en œuvre de la formule de Turc a abouti à une estimation de l'ETR légèrement inférieure au cumul pluviométrique annuel, se traduisant par l'apparition d'un léger excédent hydrique au cours de la période étudiée.

c)- Méthode de Wundt

L'utilisation de l'abaque de WUNDT (1937), révisé par COUTAGNE (1954), a permis de déterminer les valeurs d'évapotranspiration réelle à partir des températures moyennes annuelles et des cumuls pluviométriques de chaque station.

Pour le bassin versant d'Isser, l'analyse révèle une ETR de l'ordre de 344.3mm. Cette estimation mobilise environ 89.14% des apports pluviométriques et correspond à un coefficient d'écoulement d'environ 10.86 %.

L'application de l'abaque de Wundt (1937), modifié par Coutagne (1954), à la station représentative du bassin permet d'estimer une ETR de l'ordre de **355** mm, (Figure 36) représentant 92 % des apports pluviométriques. Cette méthode graphique, largement utilisée en contexte méditerranéen, intègre les paramètres climatiques fondamentaux pour l'estimation des pertes par évapotranspiration.

Tableau 28 : Comparaison des résultats obtenu

Méthode	ETR (mm)	ETR/P (%)	Coefficient d'écoulement (%)
Thornthwaite	344.3	89.14	10.86
Wundt-Coutagne	355	92	8

La concordance des résultats issus des deux méthodes est satisfaisante, avec une ETR de 344.30 mm (89.14 %) pour Thornthwaite et 355 mm (92 %) pour Wundt-Coutagne, soit un écart relatif de 3 % seulement. Les coefficients d'écoulement respectifs de 10.86 % et 8 % traduisent bien les caractéristiques hydroclimatiques d'un milieu semi-aride méditerranéen, où l'évapotranspiration représente le processus dominant du bilan hydrique, ne laissant qu'une faible part des précipitations disponible pour le ruissellement et la recharge des nappes. Cette légère variabilité entre les deux approches reflète la sensibilité des résultats aux paramétrisations propres à chaque méthode (tableau 28).

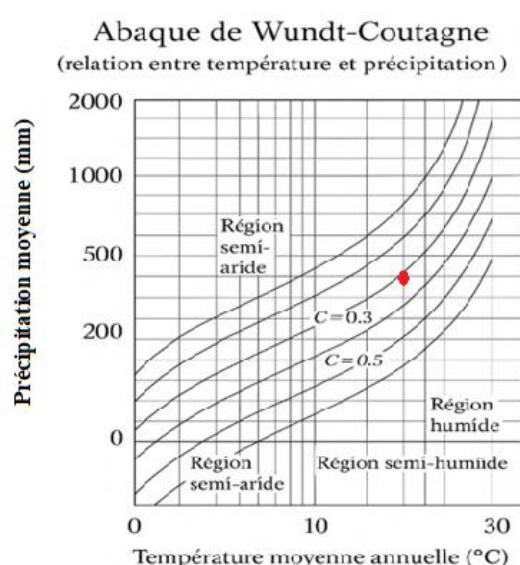


Figure 34 : Abaque de Wundt modifié par COUTAGNE de la station étudié

3.6.1.3. Lame d'eau ruisselée

Le calcul de la lame d'eau ruisselée sur le bassin versant d'Isser repose sur l'application de la méthode de Tixeront-Berkaloff, adaptée aux zones arides. Le ruissellement moyen annuel est donné par la relation :

$$R = \frac{P^3}{3 \times ETP^2}$$

Où :

R : Ruissellement moyen annuel (mm) ;

P : Précipitations annuelles (mm) et

ETP : Evapotranspirations potentielles annuelles (mm).

Le ruissellement moyen annuel estimé par la méthode de Tixeront-Berkaloff est de 21,45 mm (5,55 % de la pluviométrie), valeur proche de la lame d'eau écoulée moyenne mesurée à l'exutoire sur la période 1987-2011, qui s'élève à 15,61mm, soit un écart relatif d'environ 27 %.

La méthode de Tixeront & Berkaloff, en intégrant les précipitations et l'ETP dans son équation, permet de mieux refléter les conditions hydroclimatiques spécifiques du bassin d'Isser, caractérisé par une forte demande évaporative. Le faible ruissellement obtenu (21,45 mm, soit 5,55 % des précipitations) confirme que la majeure partie des apports pluviométriques est soit évaporée, soit transpirée par la végétation, limitant considérablement les ressources en eau de surface disponibles pour les écosystèmes et les activités anthropiques.

3.6.1.4. Lame d'eau infiltrée

L'infiltration représente la fraction des précipitations qui pénètre dans le sol au-delà de la zone racinaire et alimente potentiellement les réserves souterraines. Dans le contexte hydroclimatique du bassin d'Isser, caractérisé par une forte demande évaporative, cette composante du bilan hydrologique demeure également très faible. L'estimation de l'infiltration s'effectue par un bilan hydrique simplifié exprimé par :

$$I = P - ETR - R$$

En utilisant les valeurs d'ETR obtenues par la méthode de Thornthwaite (344,30 mm) et les estimations de ruissellement par la méthode de Tixeront-Berkaloff (21,45 mm), l'infiltration calculée est de **20,48 mm**, représentant environ 5,30 % des précipitations annuelles moyennes (374.75 mm). Cette valeur particulièrement faible s'explique par la forte demande évaporative du bassin, traduite par un ETP de 946,38 mm, qui absorbe l'essentiel des précipitations et réduit considérablement la fraction disponible pour la recharge des aquifères.

4. Comportement hydrométrique

La compréhension du fonctionnement hydrologique du bassin de l'Isser nécessite une analyse approfondie de sa réponse aux sollicitations pluviométriques. Pour ce faire, notre étude

adopte une analyse des hydrogrammes à différentes échelles temporelles, permettant d'identifier les dynamiques d'écoulement et leur variabilité spatio-temporelle.

Cette approche multi-échelle s'articule autour de trois niveaux d'analyse : l'échelle annuelle qui révèle les tendances à long terme et les cycles pluriannuels, l'échelle saisonnière qui met en évidence la répartition des hautes eaux et des basses eaux, et l'échelle mensuelle qui permet une caractérisation fine du régime hydrologique du bassin. L'ensemble de ces analyses vise à établir une typologie du comportement hydrologique de l'Isser et à comprendre les mécanismes de sa réponse aux précipitations dans le temps et l'espace.

4.1. Variations spatio-temporelles des débits moyens

L'analyse des écoulements moyens dans le bassin de l'Isser révèle une variabilité spatio-temporelle marquée. Sur le plan spatial, cette hétérogénéité s'explique par les particularités géomorphologiques propres à chaque secteur ainsi que par la position de la station hydrométrique de Sidi Aïssa. Sur le plan temporel, elle traduit la succession cyclique de phases de crues et de périodes d'étiages prononcés.

4.1.1. Variations des débits annuels moyens bruts (m^3/s) :

A oued Isser transite un module de $1,05 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un bassin versant de 1140 km^2 .

L'examen des écoulements moyens annuels dans le bassin de l'Isser, mesurés à la station hydrométrique de Sidi Aïssa sur la période **1970-2014**, met en évidence une asymétrie notable de la distribution des débits (Tableau 29). Environ 65% des modules annuels se situent en dessous de la moyenne pluriannuelle, estimée à $1,05 \text{ m}^3/\text{s}$. (Figure 37)

Cette dominance de valeurs déficitaires souligne la forte variabilité du comportement hydrologique du bassin. Les écoulements les plus abondants ont été relevés au cours des années hydrologiques 1972/73 ($3,8 \text{ m}^3/\text{s}$) et 1973/74 ($3,7 \text{ m}^3/\text{s}$), période correspondant à la phase humide caractérisant le début de la décennie 1970. Après une longue phase de déficit hydrologique s'étalant de 1983 à 2007, le bassin a enregistré un retour notable des hautes eaux avec des pics de $3,4 \text{ m}^3/\text{s}$ (2008/09), $2,3 \text{ m}^3/\text{s}$ (2009/10) et $2,2 \text{ m}^3/\text{s}$ (2012/13). Ces fluctuations marquées témoignent de la forte variabilité climatique qui régit le fonctionnement des systèmes hydrologiques du nord algérien.

L'analyse des paramètres hydrologiques annuels sur la période 1970-2014 révèle une évolution en trois phases distinctes marquées par une forte variabilité interannuelle. La première période (1970-1982) se caractérise par des débits moyens annuels élevés, avec un maximum de $3,75 \text{ m}^3/\text{s}$ en 1972-1973 et des lames d'eau écoulées atteignant $103,71 \text{ mm}$. Les coefficients d'immodération, largement supérieurs à l'unité (1,43 à 3,57), témoignent d'une forte excédante hydrologique. La période 1983-2007 marque une rupture significative avec un déficit hydrique persistant : les débits moyens chutent à $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$, les lames d'eau écoulées descendent sous 40 mm et les coefficients d'immodération s'établissent entre 0,05 et 0,88, révélant un tarissement généralisé. L'année 2006-2007 représente le minimum absolu avec un débit de $0,037 \text{ m}^3/\text{s}$ et un coefficient de 0,03. Enfin, la période récente (2008-2014) témoigne d'une reprise partielle de l'hydraulicité avec des débits atteignant $3,38 \text{ m}^3/\text{s}$ en 2008-2009 et des coefficients d'immodération redevenant supérieurs à 2. Le rapport entre les valeurs extrêmes illustre

l'irrégularité exceptionnelle du régime hydrologique de l'oued Isser, caractéristique des bassins méditerranéens soumis à une forte variabilité climatique pluriannuelle.

Tableau 29 : Débits moyens annuels et hydraulicité d'oued Isser à Sidi Aïssa

Année	Q(m3/s)	Moyenne	Hydraulicité	q(l/s/km2)
1970-1971	1,576	1,053	1,50	1,383
1971-1972	3,643	1,053	3,46	3,195
1972-1973	3,749	1,053	3,56	3,289
1973-1974	3,576	1,053	3,40	3,136
1974-1975	2,854	1,053	2,71	2,504
1975-1976	2,024	1,053	1,92	1,775
1976-1977	1,502	1,053	1,43	1,318
1977-1978	1,039	1,053	0,99	0,911
1978-1979	1,103	1,053	1,05	0,967
1979-1980	2,688	1,053	2,55	2,358
1980-1981	1,845	1,053	1,75	1,618
1981-1982	0,842	1,053	0,80	0,739
1982-1983	0,667	1,053	0,63	0,585
1983-1984	0,342	1,053	0,32	0,300
1984-1985	0,479	1,053	0,45	0,420
1985-1986	1,094	1,053	1,04	0,960
1986-1987	1,445	1,053	1,37	1,268
1987-1988	0,455	1,053	0,43	0,399
1988-1989	0,136	1,053	0,13	0,119
1989-1990	0,146	1,053	0,14	0,128
1990-1991	0,165	1,053	0,16	0,145
1991-1992	0,361	1,053	0,34	0,317
1992-1993	0,614	1,053	0,58	0,539
1993-1994	0,054	1,053	0,05	0,047
1994-1995	0,574	1,053	0,55	0,504
1995-1996	0,925	1,053	0,88	0,811
1996-1997	0,177	1,053	0,17	0,155
1997-1998	0,287	1,053	0,27	0,251
1998-1999	0,167	1,053	0,16	0,146
1999-2000	0,118	1,053	0,11	0,103
2000-2001	0,536	1,053	0,51	0,470
2001-2002	0,316	1,053	0,30	0,277
2002-2003	0,349	1,053	0,33	0,306
2003-2004	0,240	1,053	0,23	0,211
2004-2005	0,147	1,053	0,14	0,129
2005-2006	0,102	1,053	0,10	0,090
2006-2007	0,037	1,053	0,03	0,032
2007-2008	0,091	1,053	0,09	0,079
2008-2009	3,378	1,053	3,21	2,963
2009-2010	2,233	1,053	2,12	1,959

2010-2011	0,162	1,053	0,15	0,142
2011-2012	0,244	1,053	0,23	0,214
2012-2013	2,142	1,053	2,03	1,879
2013-2014	1,717	1,053	1,63	1,506
Moyenne	1,053			
Minimum	0,037			
Maximum	3,749			
coeff de variation	1,207			
Coeff d'immodération	102,25			
Ecart-type	1,108			

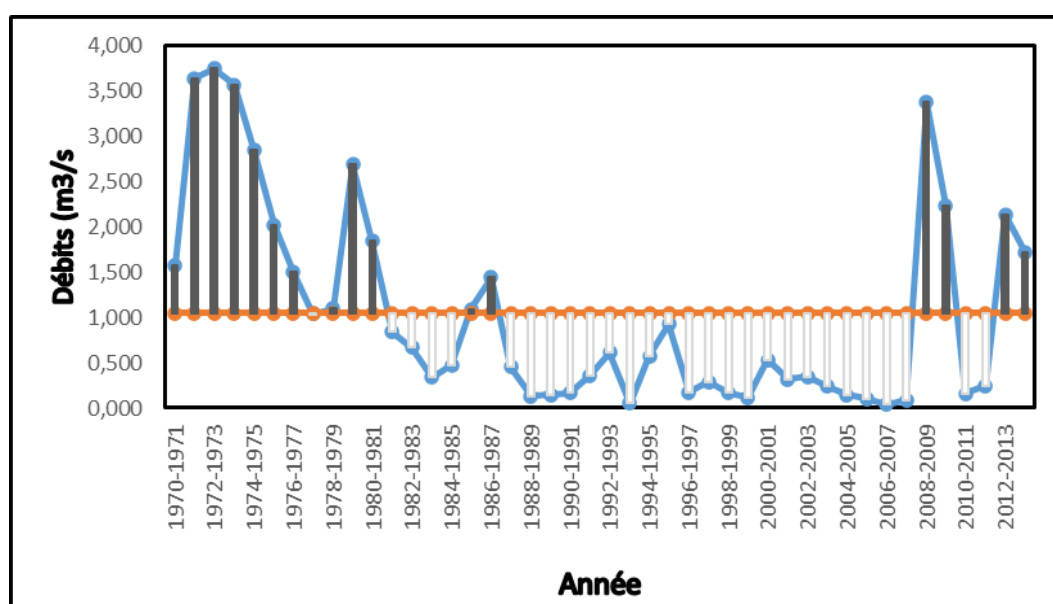


Figure 35 : variations interannuelles des débits de l'oued Isser à la station sidi Aïssa (1970/71-2013/14)

4.1.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques (l/s/km^2) :

Le débit spécifique permet une meilleure appréciation des écoulements en normalisant les valeurs par rapport à la superficie drainée. D'après le tableau 30, ce paramètre reflète l'interaction entre les apports pluviométriques et les propriétés du bassin (nature du substrat, végétation). Sur les 1140 km^2 du bassin de l'Isser, le débit spécifique atteint 0.92 l/s/km^2 , générant une lame d'eau écoulée de 29.13 mm .

Tableau 30: Débits spécifiques et lames d'eau écoulées

Bassin	Cours d'eau	Q (m^3/s)	q (l/s/km^2)	E (mm)
Isser	Isser	1,05	0,92	29,13

Q : module annuel (m^3/s) ; q : débit spécifique (l/s/km^2) ; E : lame d'eau écoulée (mm)

4.1.3. L'irrégularité inter annuelle des modules et leur répartition statistique

L'analyse de la variabilité temporelle des écoulements d'une année à l'autre nécessite l'utilisation de plusieurs indicateurs statistiques. Le premier d'entre eux est l'indice d'hydraulicité, défini comme le quotient du débit annuel (Q_i) par le débit moyen interannuel (Q_{moy}) établi sur l'ensemble de la période d'observation. Cette approche peut être approfondie par le recours à d'autres paramètres statistiques fondamentaux. Parmi ceux-ci figurent le coefficient de variation, qui renseigne sur la dispersion relative des valeurs, ainsi que le coefficient d'immodération (R), calculé à partir du rapport entre le module maximal et le module minimal observés ($R = Q_M/Q_m$), permettant d'apprécier l'amplitude des fluctuations extrêmes.

4.1.3.1. L'hydraulicité

L'analyse des chroniques hydrologiques sur la période 1970-2014 (tableau 35) révèle une forte variabilité des écoulements annuels, avec des débits oscillants entre 0,037 m³/s et 3,749 m³/s. L'examen des indices d'hydraulicité montre qu'environ 70% des années présentent des valeurs inférieures à l'unité, attestant d'un déficit hydrique marqué par rapport à la moyenne interannuelle de 1,053 m³/s. Cette tendance déficitaire s'accroît particulièrement durant les deux dernières décennies, où les débits demeurent systématiquement faibles.

Le coefficient d'immodération de 101,32 souligne l'extrême irrégularité des apports entre années excédentaires et déficitaires. Le coefficient de variation (1,207) et l'écart-type (1,118 m³/s) confirment cette forte instabilité interannuelle des écoulements, reflet d'une alimentation pluviale irrégulière et d'une vulnérabilité accrue du bassin aux fluctuations climatiques.

4.2. Etude statistique des modules

L'analyse statistique des modules annuels représente une étape incontournable dans toute démarche de planification hydraulique. En effet, avant d'envisager le dimensionnement d'un ouvrage ou la gestion durable des ressources en eau d'un bassin versant, il est indispensable de caractériser le comportement hydrologique du cours d'eau sur le long terme, en tenant compte de sa variabilité naturelle et de l'irrégularité de ses écoulements.

4.2.1. Mise en évidence de l'irrégularité des débits annuels

L'examen de la série des modules annuels révèle d'emblée une dispersion particulièrement marquée des valeurs observées. Cette variabilité est quantifiée par un coefficient de variation élevé, atteignant $C_v = 1,207$, ce qui traduit une instabilité interannuelle prononcée des apports liquides. Un tel niveau de dispersion suggère que la distribution statistique des débits est loin d'être symétrique et que les modèles classiques basés sur la loi normale ne sauraient, à eux seuls, rendre compte fidèlement de la structure de l'échantillon.

Pour vérifier cette hypothèse d'asymétrie, les logarithmes des débits ont été portés en fonction de leurs fréquences expérimentales sur un papier gaussio-arithmétique. L'alignement satisfaisant des points autour d'une droite a confirmé la pertinence d'un ajustement log-normal, du moins en première approche.

4.2.2. Ajustement à la loi Log-Normale

Dans un premier temps, la série des modules annuels a été soumise à un ajustement par la loi Log-Normale, modèle couramment utilisé en hydrologie statistique pour les séries présentant une dissymétrie positive. Le passage aux logarithmes des débits permet en effet de ramener la distribution à une forme gaussienne, facilitant ainsi l'application des outils statistiques classiques.

Les paramètres de la distribution ajustée ont été estimés à partir de l'échantillon disponible, et les résultats sont les suivants :

$$\begin{array}{ll}\text{Moyenne des Log}(Q) & 0,022 \text{ m}^3/\text{s} \\ \text{Écart-type des Log}(Q) & 0,048 \text{ m}^3/\text{s} \\ \text{Droite de Henry} & \text{Log}(Q) = 0,022 + 0,048 \cdot u\end{array}$$

Où, u désigne la variable réduite de Gauss, c'est-à-dire le quantile de la loi normale centrée réduite associé à chaque fréquence de dépassement.

Cet ajustement offre un cadre probabiliste permettant d'estimer les débits caractéristiques pour différentes périodes de retour. Il constitue, à ce titre, une base de référence utile pour le prédimensionnement des ouvrages hydrauliques et pour l'évaluation des risques hydrologiques sur le bassin étudié.

4.2.3. Insuffisances du modèle Log-Normal et recours à la loi Gamma

Néanmoins, une analyse plus approfondie des résidus et de la qualité d'ajustement a mis en lumière certaines limites de ce modèle. En effet, la forte asymétrie de l'échantillon, conjuguée à la présence de valeurs extrêmes qui s'écartent sensiblement de la droite de Henry, conduit à sous-estimer ou surestimer les débits aux queues de distribution, là précisément où l'estimation est la plus critique pour l'ingénieur hydraulicien.

Face à ces insuffisances, plusieurs lois de probabilité ont été testées afin d'identifier le modèle le mieux adapté à la structure statistique de la série. À l'issue de cette démarche comparative, la loi Gamma (loi de Pearson de type III) s'est imposée comme le modèle le plus approprié. Sa flexibilité, liée à la présence d'un paramètre de forme, lui permet de s'adapter à des distributions fortement dissymétriques et de reproduire de manière plus fidèle le comportement des débits extrêmes, qu'il s'agisse des étiages sévères ou des crues exceptionnelles. C'est donc ce modèle qui sera retenu pour la suite de l'étude fréquentielle des modules annuels.

4.2.4. Choix de la loi statistique

Le choix d'un modèle statistique approprié ne peut se faire sans une analyse préalable et rigoureuse des propriétés de la série hydrologique étudiée. L'examen des débits annuels enregistrés à la station de sidi Aissa sur la période 1970–2014 met en évidence un coefficient

de variation particulièrement élevé ($C_v = 1,207$), révélateur d'une forte irrégularité interannuelle des écoulements, caractéristique des bassins versants soumis à un climat semi-aride. À cela s'ajoute un coefficient d'asymétrie positif ($C_s = 0,749$), qui traduit une dissymétrie de la distribution vers les valeurs élevées, avec une queue droite sensiblement étirée.

Face à ces caractéristiques, la loi de Gumbel s'est révélée inadaptée : appliquée à des séries présentant un tel niveau de variabilité, elle génère des estimations négatives pour les débits de faible fréquence, résultat physiquement inadmissible pour une variable hydrologique strictement positive. C'est pourquoi le choix s'est porté sur la **loi de Pearson III**, également désignée sous le nom de **loi Gamma** généralisée. Grâce à son paramètre d'asymétrie, ce modèle offre une souplesse remarquable dans la représentation des distributions dissymétriques et positives, ce qui en fait un outil particulièrement bien adapté aux séries de débits annuels. Recommandée par le US Water Resources Council (1982) et largement utilisée dans la littérature hydrologique internationale, la loi de Pearson III s'impose aujourd'hui comme l'un des modèles de référence pour l'analyse fréquentielle des écoulements.

La fonction de densité de probabilité de la loi de Gamma s'exprime comme suit :

$$f(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \cdot \Gamma(\alpha)} \cdot (x - \xi)^{\alpha-1} \cdot e^{-(x-\xi)/\beta}, x > \xi$$

Où α est le paramètre de forme, β le paramètre d'échelle et ξ le paramètre de position (ou origine). Ces trois paramètres sont estimés directement à partir des moments statistiques de la série moyenne $\bar{X}$, écart-type σ et coefficient d'asymétrie C_s selon les relations suivantes :

$$\alpha = \frac{4}{C_s^2}, \beta = \frac{\sigma \cdot C_s}{2}, \xi = \bar{X} - \frac{2\sigma}{C_s}$$

Une fois les paramètres estimés, le quantile associé à une période de retour T est obtenu par la relation :

$$Q_T = \bar{X} + k_T \cdot \sigma$$

Où k_T est la variable réduite de Pearson III, lue dans les tables statistiques en fonction de T et de C_s .

L'application de la loi de Gamma à la série des débits annuels du bassin versant de Isser a conduit aux paramètres suivants :

- Paramètre de forme : $\alpha = 7,13$
- Paramètre d'échelle : $\beta = 0,415 \text{ m}^3/\text{s}$
- Paramètre de position : $\xi = -1,906 \text{ m}^3/\text{s}$

Les modules caractéristiques estimés pour différentes périodes de retour sont consignés dans le Tableau 31. Les valeurs obtenues montrent une progression régulière et physiquement cohérente, passant de $1,010 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une récurrence biennale à $1,587 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une période de retour centennale, ce qui traduit fidèlement la variabilité des régimes d'écoulement propres à ce bassin versant.

Tableau 31: Modules caractéristiques pour différentes périodes de retour.

Période de retour T (ans)	Fréquence F	Q_T (m³/s)
2	0,50	1,010
5	0,80	1,108
10	0,90	1,215
20	0,95	1,320
50	0,98	1,469
100	0,99	1,587

Il importe néanmoins de rappeler que les estimations pour des périodes de retour de 50 et 100 ans correspondent à une extrapolation au-delà de la durée d'observation disponible (44 ans). Elles doivent donc être considérées avec la prudence qui s'impose en hydrologie statistique, et leur fiabilité serait naturellement améliorée par un allongement de la série de mesures.

4.2.5. Validation statistique de l'ajustement

Afin de s'assurer de la validité de l'ajustement retenu, deux tests d'adéquation ont été appliqués : le test du χ^2 (Pearson, 1900) et le test de Kolmogorov-Smirnov (Massey, 1951). Les résultats sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau 32 : Tests d'adéquation statistique de l'ajustement à la loi de Gamma

Test	DDL	Valeur calculée	Valeur critique (5 %)
Kolmogorov-Smirnov	—	D = 0,13	D_crit = 0,28
Khi-deux (χ^2)	2	$\chi^2 = 0,4$	$\chi^2_{crit} = 5,99$

Dans les deux cas, les valeurs calculées restent très largement en deçà des seuils critiques au niveau de signification de 5 %, ce qui ne permet pas de rejeter l'hypothèse d'ajustement à la loi de Gamma (figure 36). Ce double résultat valide statistiquement le modèle choisi et conforte la fiabilité des estimations fréquentielles présentées dans le Tableau 30.

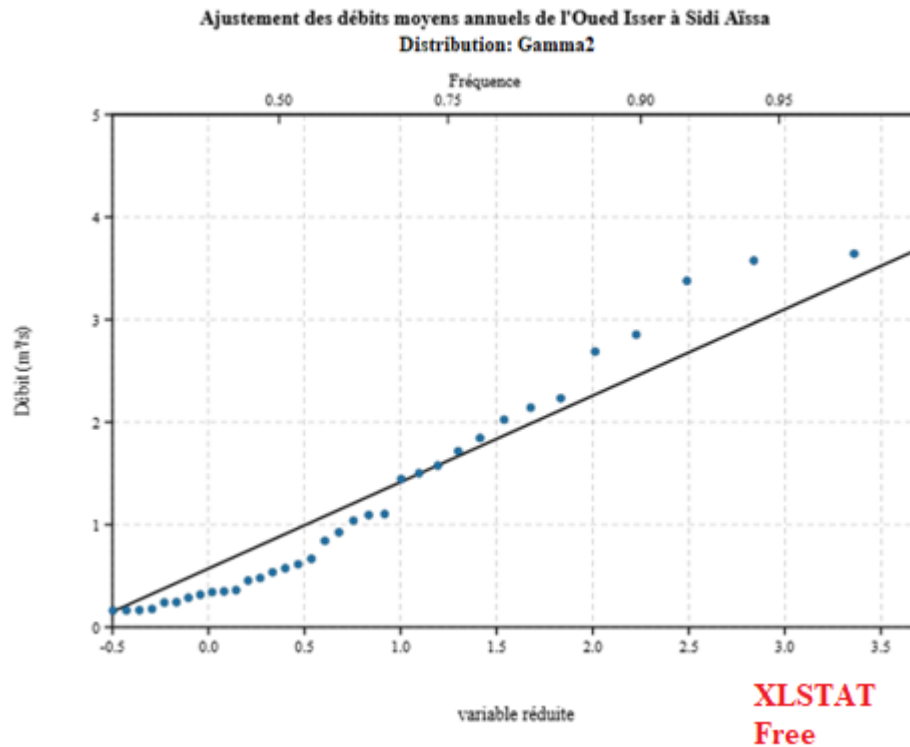


Figure 36 : Ajustement des débits moyens annuels à une loi Gamma.

4.3. Variations mensuelles des débits moyens

La répartition mensuelle des débits moyens à la station de Sidi Aïssa (figure 37) sur la période 1970/71-2013/14 met en évidence un régime hydrologique méditerranéen fortement contrasté. Les écoulements maximaux sont enregistrés en mars ($3,1 \text{ m}^3/\text{s}$), résultant de la conjugaison des précipitations hivernales et printanières. La saison humide, s'étendant de novembre à mai, concentre l'essentiel du volume annuel écoulé. À l'opposé, la période estivale se caractérise par un tarissement sévère avec un minimum observé en août ($0,2 \text{ m}^3/\text{s}$). Le rapport entre les débits de mars et d'août traduit l'irrégularité saisonnière marquée caractéristique du bassin de l'Isser.

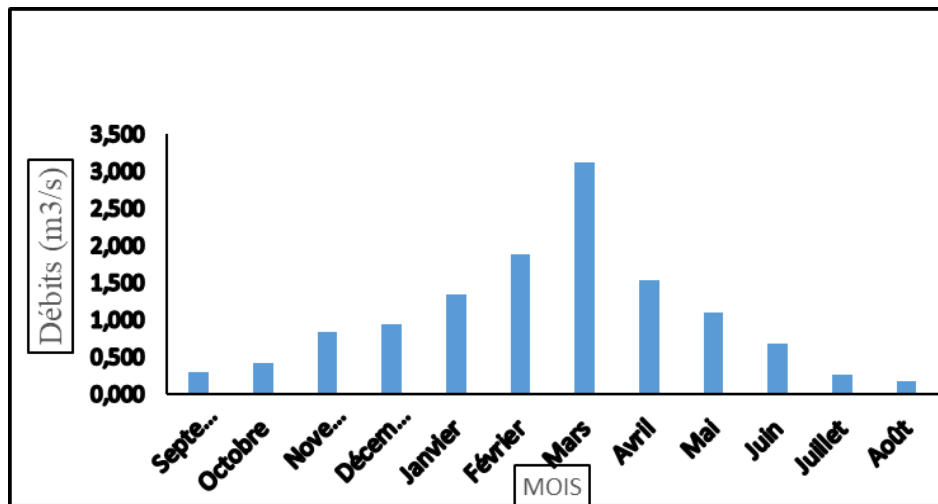


Figure 37 : variations des débits moyen mensuelle de l'oued Isser à la station sidi Aïssa

4.4. Variations saisonnières des débits moyens

L'analyse saisonnière des écoulements dans le bassin de l'Isser met en évidence une forte irrégularité temporelle, caractéristique des régimes hydrologiques méditerranéens. Les modules saisonniers ont été obtenus en calculant la moyenne arithmétique des débits moyens mensuels des trois mois constituant chaque saison. Les résultats révèlent une nette dominance du printemps avec un module moyen de 1,92 m³/s, suivi de l'hiver avec 1,39 m³/s (figure 38). Ces deux saisons concentrent à elles seules près de 80 % du volume annuel écoulé, reflétant l'influence conjuguée des précipitations cycloniques hivernales et de la fonte nivale printanière sur les apports du bassin. En revanche, l'automne (0,52 m³/s) et l'été (0,38 m³/s) se distinguent par un tarissement progressif et prolongé, traduisant le déficit pluviométrique propre à la saison chaude. L'écart important entre le maximum printanier et le minimum estival illustre l'amplitude saisonnière marquée du régime hydrologique de l'oued Isser, typique des bassins versants du Tell algérien soumis à une forte dissymétrie pluviométrique saisonnière.

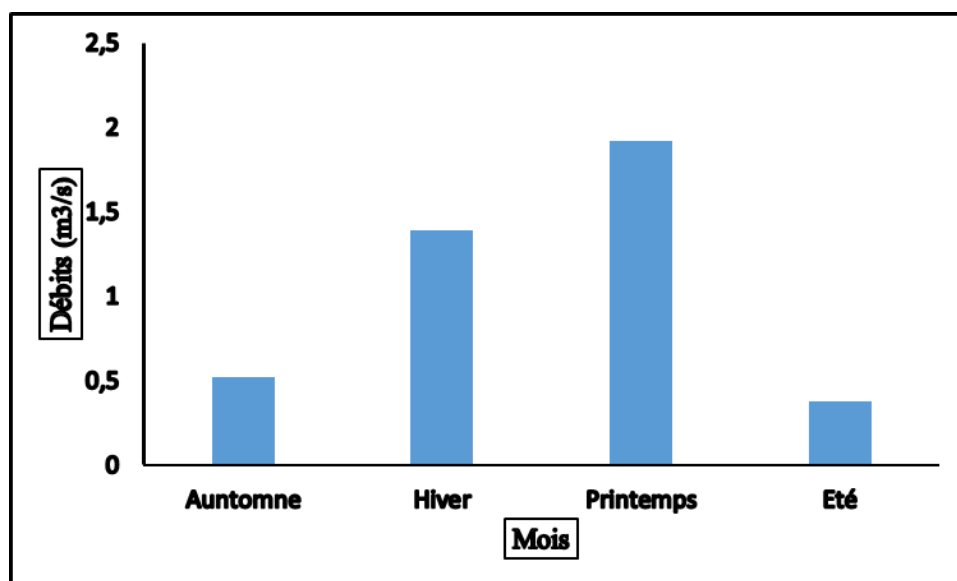


Figure 38 : Répartition saisonnière des débits de l'oued Isser à la station sidi Aïssa

4.5. Analyse de la variabilité temporelle des débits de l'oued Isser (1970-2014)

4.5.1. Analyse statistique et temporelle

L'analyse statistique des débits mensuels de l'oued Isser sur la période 1970-2014 révèle une forte hétérogénéité temporelle des écoulements. Les débits moyens mensuels varient entre 0,18 m³/s en août et 3,12 m³/s en mars, avec un module annuel estimé à 1,053 m³/s (figure 39). L'examen des valeurs extrêmes met en évidence une amplitude considérable, particulièrement durant la période humide, où le maximum absolu atteint 22 m³/s en mars, soit plus de sept fois le débit moyen mensuel de cette période. Le coefficient de variation, compris entre 107% et 180% selon les mois, témoigne d'une forte instabilité interannuelle des écoulements tout au long de l'année. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées en juin (179,9%) et en avril (173,4%), reflétant une irrégularité marquée des écoulements durant ces mois. Cette variabilité prononcée, observée aussi bien en période humide qu'en période sèche, est caractéristique des cours d'eau méditerranéens soumis à une forte irrégularité climatique interannuelle, comme le soulignent les travaux portant sur les régimes hydrologiques du Tell algérien.

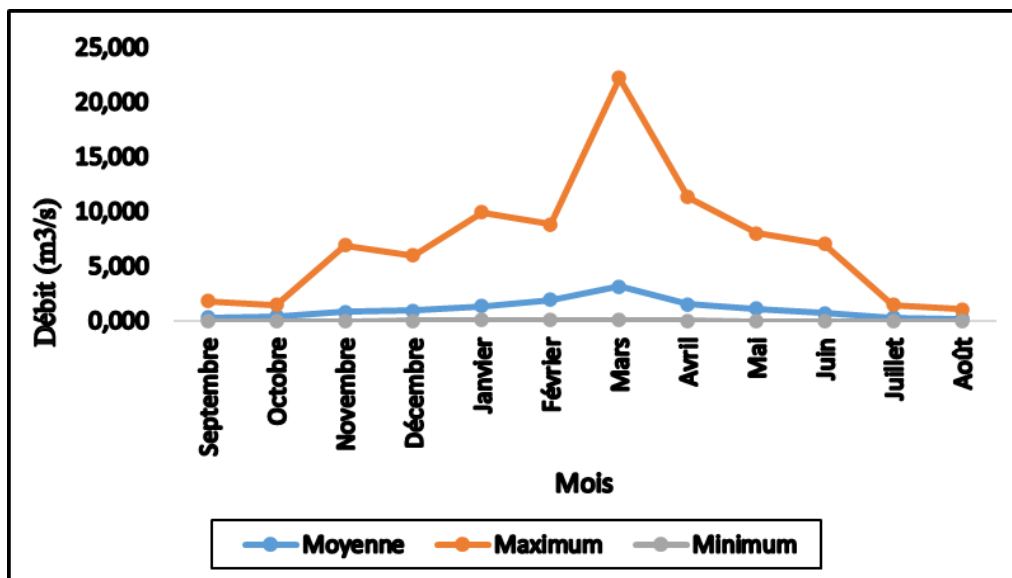


Figure 39 : Variation des paramètres statistiques des débits mensuels de l'oued Isser à la station de sidi Aïssa

4.5.2. Coefficient de variation

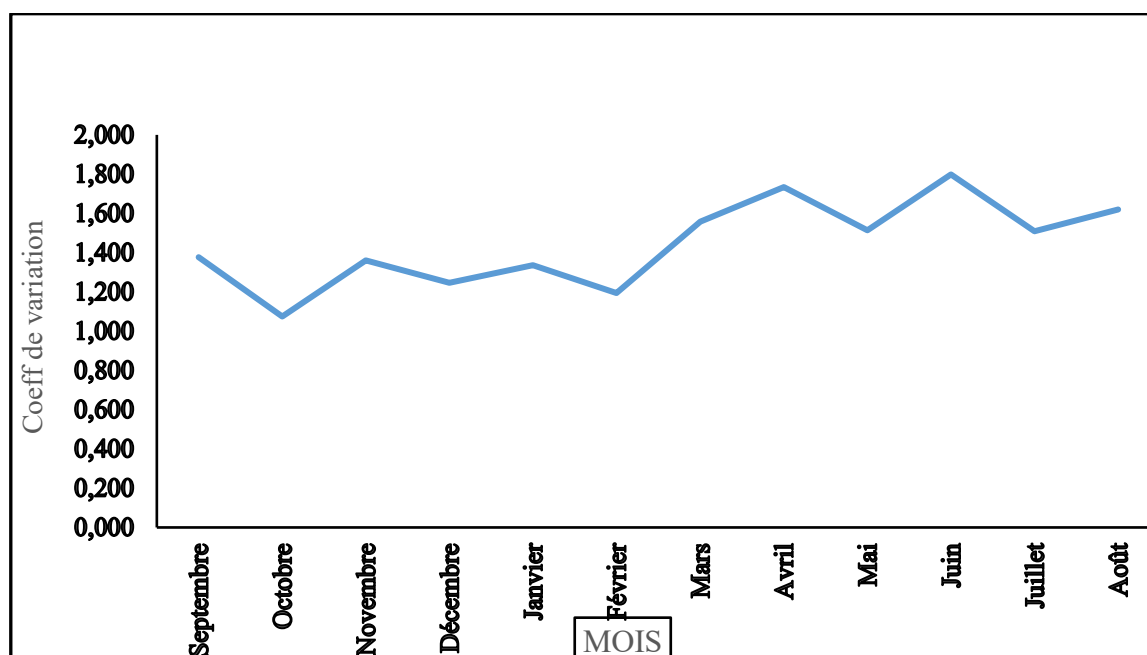


Figure 40 : Coefficients de variation mensuels des débits de l'oued Isser (1970-2014)

L'analyse des coefficients de variation mensuels sur la période 1970-2014 révèle une irrégularité interannuelle différenciée (figure 40). Les CV oscillent entre 1,1 (octobre) et 1,8 (juin), avec une distinction nette entre deux périodes. La phase mars-août présente les coefficients les plus élevés ($CV > 1,5$), traduisant une forte instabilité des écoulements de fin de saison humide et de transition vers l'étiage. À l'inverse, la période septembre-février affiche des CV modérés (1,1 à 1,4), reflétant une plus grande régularité des débits d'étiage automnal et de début de reconstitution hivernale. Cette distribution témoigne de la forte dépendance du régime hydrologique de l'Isser à la variabilité climatique interannuelle.

4.5.3. Appréciation de la compatibilité des séries d'écoulement avec les lois statistiques usuelles

L'analyse statistique des séries hydrométriques vise à décrire les régimes hydrologiques à travers des paramètres représentatifs. (Tableau 31,32)

Tableau 33 : Caractérisation des paramètres des lame d'eau écoulées de la station d'Isser

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne (mm)	$\overline{Le} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a Le_i$	13.57
Variance	$s^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^a (Le_i^2 - \overline{Le}^2)$	445.48
Ecart-type (mm)	$\sigma = \sqrt{s^2}$	21.11

Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\bar{Le}}$	1.556
--------------------------	---------------------------------	--------------

Le coefficient de variation $C_v = 1.556$, une adéquation à la loi log-normale pourrait être adoptée.

4.5.4. Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à la loi log normal

Dans ce cas, on ne travaille pas directement sur les lames d'eau écoulées, mais sur leurs logarithmes.

Tableau 34 : Paramètres pour la loi log-normale de la station de sidi Aïssa

Paramètres	Formules	Valeurs
Moyenne	$\bar{Le} \log = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Le_i \log$	1.97
Variance	$\delta^2 \log = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (p_i^2 \log - \bar{p}^2 \log)$	1.13
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\delta^2 \log}$	1.06
Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\bar{Le}}$	0.54

➤ Test du χ^2

Les résultats du test du χ^2 révèlent que la valeur calculée demeure inférieure à la valeur critique tabulée au seuil de signification de 5%, ce qui nous conduit à ne pas rejeter l'hypothèse nulle d'ajustement à la loi log-normale. (Tableau 33)

On peut donc admettre que les lames d'eau écoulées suivent une distribution log-normale.

Tableau 35 : Résultats du χ^2 .

Paramètres	Résultat
χ^2 calculé	3.91
χ^2 tabulé	5.99
Degré de liberté ddl	2
Nombre de classe K	5

- $3.91 < 5.99 \rightarrow$ l'ajustement à la loi log-normale au seuil de 5% est accepté.
- Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée (Loi log-normale)

$$\text{Équation : } \text{Log (Le)} = 1.97 + 1.06u$$

Tableau 35 : Estimation des volumes d'eau écoulés associés à différentes périodes de retour

Période de retour T (ans)	Variable réduite (u)	Log (Le)	Lame d'eau écoulée (mm)
5	0.84	2.864	17.5
10	1.28	3.333	28.0
20	1.64	3.720	41.3
50	2.05	4.155	63.8
100	2.32	4.445	85.2
1000	3.09	5.258	192.2

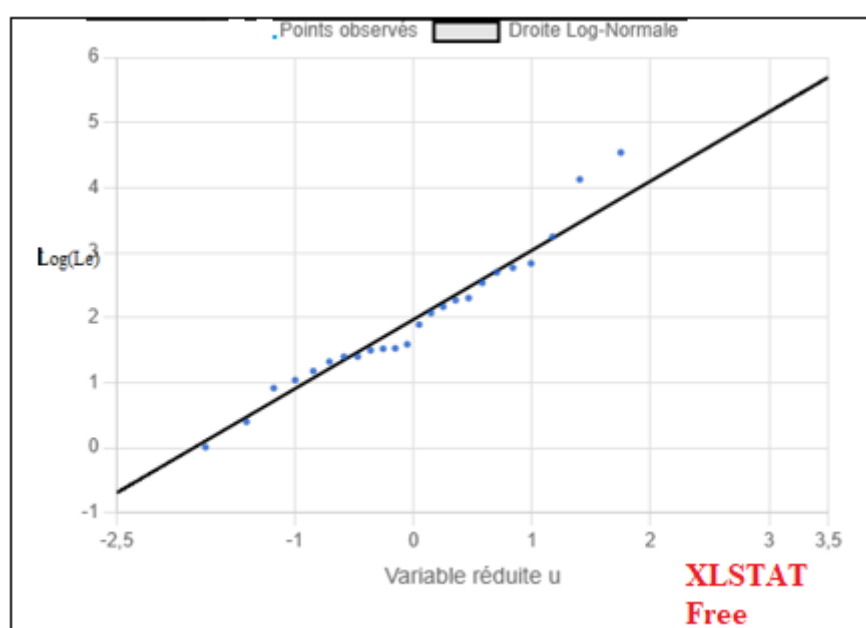


Figure 41 : Ajustement graphique des lames d'eau écoulées à la loi log normal

4.5.5. Relation Pluie-Débit (Corrélation annuelle) :

Afin d'évaluer la concordance entre les précipitations et les écoulements qui en résultent, nous avons établi une droite de régression linéaire entre ces deux variables sur une base annuelle. Le choix de la relation linéaire s'explique par le fait qu'elle présente le coefficient de corrélation le plus élevé comparé à d'autres types de relations envisagées.

Le coefficient de détermination de la régression ($R^2 = 0,5458$, soit un coefficient de corrélation $R = 0,74$) indique qu'environ 54 % de la variabilité des lames d'eau écoulées peut être expliquée par les apports annuels de précipitations. Cette relation statistique, bien que significative, demeure modérée, ce qui suggère que la pluviométrie n'explique pas à elle seule la dynamique de l'écoulement au sein du bassin.

En effet, une part importante de la variabilité hydrologique reste influencée par d'autres facteurs physiographiques et hydrogéologiques, parmi lesquels :

- La nature géologique et la structure du bassin, notamment la présence de formations karstiques favorisant des infiltrations rapides et des circulations souterraines complexes ;

- La superficie et la morphologie du bassin versant, qui conditionnent les temps de concentration et l'organisation du réseau de drainage ;
- L'hétérogénéité spatiale et temporelle des précipitations, caractéristique fréquente des régions semi-arides, pouvant entraîner une réponse hydrologique très variable ;
- Les pertes hydriques et les transferts souterrains entre bassins, susceptibles de modifier le bilan hydrique apparent.

Ainsi, bien que la relation pluie-écoulement soit globalement perceptible, le fonctionnement hydrologique du bassin apparaît fortement contrôlé par les caractéristiques géologiques et morphologiques, ainsi que par la variabilité spatio-temporelle des précipitations.

La dispersion des points autour de la droite de régression est vraisemblablement imputable aux imprécisions de mesure, accentuées par les années exceptionnelles de 2008-2009 et 2009-2010. Le coefficient de détermination ($R^2 = 0,5458$) traduit néanmoins une liaison linéaire acceptable entre les précipitations et les lames d'eau écoulées sur la période 1987-2011, (figure 42) bien que d'autres facteurs comme la perméabilité des formations géologiques, capacité de rétention des sols et échanges nappes-rivières, semblent moduler la réponse hydrologique du bassin versant.

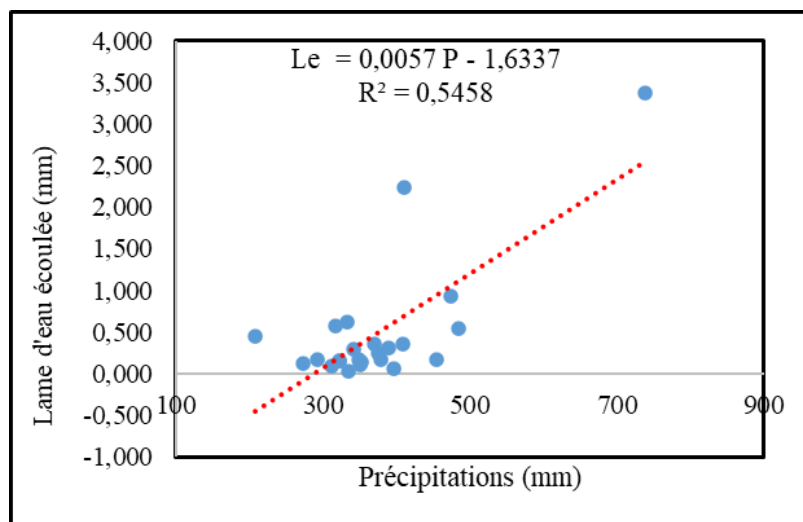


Figure 42 : Corrélation Pluie-Débit annuelle à oued Isser (1987-2011).

5. Conclusion

Au terme de cette analyse hydro-climatique, le bassin de l'Isser se révèle comme un territoire profondément façonné par l'irrégularité et le contraste. Loin d'être un simple constat statistique, la forte instabilité temporelle des écoulements qui le caractérise reflète une réalité hydrologique complexe, héritée d'un régime méditerranéen semi-aride où l'eau, bien que rare, se manifeste souvent avec une intensité redoutable.

L'un des enseignements les plus marquants de cette étude réside dans la transformation profonde du régime hydrologique amorcée dès les années 1980. La chute drastique des lames d'eau écoulées passant de 65,72 mm durant la décennie 1970 à seulement 9,52 mm dans les

années 1990 traduit une rupture de stationnarité qui ne saurait être attribuée à la seule variabilité climatique naturelle. Dans un bassin où moins de 8 % des précipitations parviennent à se convertir en écoulement superficiel, le reste étant absorbé par l'évapotranspiration et l'infiltration, la moindre perturbation du cycle hydrologique se répercute de manière amplifiée sur la disponibilité de la ressource en eau.

À l'échelle saisonnière, les contrastes sont tout aussi saisissants. Le printemps concentre l'essentiel des apports avec un module moyen de 1,92 m³/s, tandis que l'été s'efface dans une quasi-sécheresse hydrologique, avec à peine 0,38 m³/s soit un rapport de un à cinq entre les deux saisons extrêmes.

À l'échelle mensuelle, cet écart s'accroît encore davantage : le débit de mars peut dépasser de plus de dix-sept fois celui du mois d'août, illustrant toute l'amplitude et la brutalité du régime hydrologique de l'oued Isser.

Sur le plan fréquentiel, l'ajustement des séries de débits aux lois de Gumbel et Gamma a permis de caractériser les extrêmes hydrologiques du bassin avec une précision satisfaisante, et d'estimer les débits de projet associés aux différentes périodes de retour. Ces résultats constituent un outil indispensable pour le dimensionnement rationnel des ouvrages hydrauliques et pour une gestion éclairée des ressources en eau du bassin.

Au-delà de leur portée technique, ces résultats soulèvent des interrogations plus profondes sur la trajectoire future de la ressource hydrique dans ce bassin. La tendance à la réduction des écoulements, combinée à l'accentuation des contrastes saisonniers, dessine un territoire de plus en plus vulnérable, où la gestion de l'eau devra nécessairement s'inscrire dans une approche intégrée, anticipatrice et pleinement adaptée aux mutations d'un milieu méditerranéen en transition.

C'est fort de ces acquis hydrologiques que les chapitres suivants aborderont les processus d'érosion et de transport sédimentaire qui modèlent le bassin de l'Isser, deux phénomènes dont l'intensité est intimement liée aux dynamiques d'écoulement analysées dans ce chapitre.

Chapitre 4 : Estimation du Transport Solide

1. Introduction

Le transport solide et l'érosion hydrique constituent aujourd'hui des problématiques majeures en hydrologie des bassins versants, en particulier dans les régions soumises à une forte variabilité climatique et à une pression anthropique croissante. À l'échelle mondiale, l'érosion des sols est reconnue comme l'un des principaux facteurs de dégradation des terres et de réduction de la capacité des infrastructures hydrauliques. Les travaux fondateurs de Wischmeier et Smith (1978) ont permis de formaliser l'**équation universelle des pertes en sol (USLE)**, qui demeure une référence méthodologique internationale. Par la suite, l'évolution vers des approches révisées (RUSLE) et intégrées (RUSLE2), ainsi que le développement de modèles distribués tels que SWAT ou WEPP, ont profondément renouvelé les méthodes d'estimation de l'érosion et du transport sédimentaire.

Dans les régions méditerranéennes, caractérisées par des pluies intenses et irrégulières, la sensibilité à l'érosion est particulièrement élevée. Les synthèses de Kosmas et al. (1997) ainsi que celles de Cerdà (2000) ont mis en évidence la vulnérabilité des sols méditerranéens soumis à la combinaison de fortes pentes, d'épisodes pluvieux concentrés et d'une couverture végétale parfois dégradée. Ces travaux ont démontré que les pertes en sol peuvent atteindre des valeurs très élevées lors d'événements extrêmes, soulignant le rôle déterminant de la variabilité climatique dans la dynamique sédimentaire.

À l'échelle du Maghreb, la problématique du transport solide revêt une dimension stratégique en raison de la dépendance des pays nord-africains aux ressources en eau stockées dans les barrages. Les bassins versants y sont souvent caractérisés par des formations marneuses friables, une dégradation du couvert végétal et une forte torrencialité des écoulements. Au Maroc et en Tunisie, plusieurs études ont montré que les taux spécifiques d'érosion figurent parmi les plus élevés du bassin méditerranéen, avec des impacts directs sur l'envasement rapide des retenues.

En Algérie, la question du transport solide est particulièrement critique. Les apports sédimentaires importants entraînent une réduction progressive de la capacité de stockage des barrages, compromettant leur durabilité et leur efficacité hydraulique. Selon Remini (2009), près de 65 millions de m³ de sédiments s'accumulent annuellement dans les retenues algériennes. Les travaux de Demmak (1982) sur les bassins du nord algérien ont déjà mis en évidence des taux spécifiques d'érosion parmi les plus élevés d'Afrique du Nord. Plus récemment, des recherches conduites dans les bassins de la Tafna, de la Seybouse ou du Cheliff ont confirmé l'intensité du phénomène et sa forte variabilité spatiale et interannuelle.

Le Nord-Ouest algérien, incluant les bassins tributaires de la Tafna, se distingue par un climat semi-aride à subhumide, une topographie contrastée et des épisodes pluvieux courts mais intenses. Cette configuration favorise une érosion hydrique active, amplifiée par l'occupation des sols et la fragilité lithologique. L'irrégularité interannuelle des précipitations accentue le caractère impulsif du transport solide, dominé par des crues érosives de forte énergie.

L'étude du transport solide possède ainsi une longue tradition scientifique, marquée par le passage d'approches empiriques fondées sur les mesures de turbidité et de jaugeage des matières en suspension, vers des méthodes intégrées combinant télédétection, systèmes

d'information géographique et modélisation hydrosédimentaire. Aujourd'hui, l'enjeu dépasse la simple quantification des flux : il s'agit d'intégrer ces estimations dans une perspective de gestion durable des bassins versants, de protection des sols et de préservation des capacités de stockage des ouvrages hydrauliques.

Dans ce contexte, l'estimation du transport solide au sein du bassin étudié s'inscrit dans une problématique scientifique et opérationnelle majeure. Elle vise non seulement à quantifier les flux sédimentaires, mais également à mieux comprendre les mécanismes de production, de mobilisation et de transfert des sédiments, afin de proposer des orientations adaptées en matière d'aménagement et de gestion des ressources en eau.

Dans le prolongement de cette évolution méthodologique, il convient de rappeler que les premières bases scientifiques du transport solide remontent au XIX^e siècle, avec les travaux pionniers de Henri Darcy (1854) sur les lois de l'écoulement en milieu poreux et ceux de Julius Weisbach (1845) relatifs à l'hydraulique des écoulements. Ces contributions ont jeté les fondements de l'analyse quantitative des processus d'entraînement et de transport des particules solides par l'eau.

Au cours du XX^e siècle, l'approche du transport solide s'est structurée autour du développement de formules empiriques et semi-empiriques visant à relier le débit solide au débit liquide et aux caractéristiques granulométriques. Parmi les formulations les plus influentes figurent celles de Meyer-Peter et Muller (1948) pour le transport de fond, d'Ackers et White (1973), d'Engelund et Hansen (1972), de Laursen (1968), de Toffaleti (1985) et de Yang (2003). Ces modèles ont permis d'améliorer considérablement la capacité prédictive des flux sédimentaires, bien que leur applicabilité reste conditionnée par les contextes hydrologiques et morphologiques pour lesquels ils ont été calibrés.

Depuis la seconde moitié du XX^e siècle, les recherches se sont orientées vers l'établissement de relations statistiques et hydrosédimentaires liant les concentrations en matières en suspension aux débits liquides, à travers des lois de type puissance ($Q-Q_s$). En Algérie, les travaux de Meddi (1992, 2015), d'Achite (2004, 2005), de Touaibia et al. (2010) ainsi que d'Elhacene (2019) ont apporté des contributions significatives à la compréhension du transport solide dans les bassins de l'Est algérien, en mettant en évidence la forte variabilité saisonnière et événementielle des flux sédimentaires.

Dans l'Ouest algérien, les recherches ont également connu un développement notable, notamment à travers les travaux de Bouanani (2004), de Megnounif (2007), de Terfous et al. (2001), d'Yles et Bouanani (2012), de Bouanani et al. (2013), Yles et al. (2012, 2016 et 2017), Madani Cherif et al. (2017) et Madani Cherif et al. (2018) Bouguerra et al. (2016) bouguerra et al. (2019), ainsi que de Kazi-Tani (2019) et Kazi-Tani et al. (2020), ou encore d'El Amin Cherif et al. (2009). Ces études ont permis de caractériser les bilans sédimentaires de plusieurs bassins versants occidentaux, en soulignant l'importance des crues rapides dans la mobilisation des sédiments fins issus de formations marneuses.

Au-delà du contexte algérien, des contributions telles que celles de Dubille (2008), de Nouvelot (1992) et plus récemment de Johannot (2021) ont enrichi l'analyse des processus

érosifs et des transferts sédimentaires en milieux méditerranéens et semi-arides, en intégrant des approches couplées hydrologie–géomorphologie et des outils de modélisation avancés.

Ainsi, l'évolution des connaissances sur le transport solide reflète un passage progressif d'approches purement empiriques vers des modèles intégrés, combinant mesures de terrain, analyses statistiques et modélisation hydrosédimentaire. Les travaux réalisés en Algérie s'inscrivent pleinement dans cette dynamique scientifique, en adaptant les cadres théoriques internationaux aux spécificités climatiques, géologiques et hydrologiques des bassins versants du Maghreb.

Dans notre étude, nous avons utilisé les données des débits liquide et concentrations de matières en suspension de la station de sidi Aïssa située en amont du barrage El Izdihar de sidi Abdelli. Notre démarche pour le bassin versant de l'Isser, à la station de sidi Aïssa, vise à examiner les données relatives aux concentrations de matières en suspension et aux débits liquides. Cela permet d'établir une relation entre les débits solides (QS) et les débits liquides (QL) en analysant les différents épisodes hydrologiques. L'objectif principal est de quantifier le transport des matières solides en suspension au cours de diverses périodes. L'étude de la sécheresse dans la région d'étude repose sur la méthode de l'Indice Standardisé de Précipitation, qui analyse les données historiques de précipitations sur une période de référence allant de 1987 à 2011. L'objectif principal est de caractériser les années humides et sèches, tout en soulignant l'importance et l'influence des variations climatiques sur l'hydrologie et Le mécanisme érosion-transport solide de la région.

L'étude des apports solides et liquides montre que les précipitations influencent fortement le bilan hydrique du bassin de l'Isser. Les sécheresses réduisent les flux, tandis que les années humides intensifient l'érosion. Cette analyse permet de mieux comprendre l'hydrologie du bassin, d'anticiper les pénuries d'eau et d'adapter la gestion des ressources aux variations climatiques. La quantification des apports solides s'avère indispensable pour évaluer le taux de comblement du réservoir. Cette section se propose d'évaluer les charges en suspension à partir des données, afin de déterminer les apports solides annuels et spécifiques, et d'analyser leur variabilité temporelle.

2. Traitement de données et évaluation des charges en suspension

2.1. Concentration des matières en suspension

Les données de base disponibles sont constituées par les débits liquides moyens journaliers en (m^3/s), les débits liquides instantanés en (m^3/s) et les concentrations instantanées des sédiments en suspension en (g/l) collectées sur l'Oued Isser au niveau de la station hydrométrique de Sidi Aïssa (figures 14(c)). (Coordonnées : longitude : $1^{\circ}3'31.43''\text{W}$; latitude : $35^{\circ}2'0.36''\text{N}$; $Z=380.0\text{m}$), par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) d'Oran durant la période 1987-2011.

Notons que les valeurs des débits liquides sont obtenues à partir de la courbe de tarage sur la base de lecture sur une échelle limnimétrique. Par Ailleurs l'échantillonnage des matières en suspension s'effectue par la méthode suivante : A chaque lecture de hauteur d'eau on prélève un échantillon d'eau chargé dans un flacon en plastique à 30 cm à partir de la rive, et sur une

profondeur de 20 cm. Les prélèvements sont effectués un jour sur deux, mais en cas de crues l'intervalle entre les prises est réduit jusqu'à 15 minutes. Ces échantillons sont ensuite conservés dans une glacière à 4 °C et ramenés au laboratoire.

L'analyse des échantillons est réalisée par filtration sur un papier filtre d'une porosité de 10µm, suivi d'un séchage à l'étuve à 105°C durant 30 min. une fois ramenée à un volume unitaire de 1 litre, cette charge est associée à la concentration en suspension instantanée transportée par le cours d'eau et ses affluents en g.L⁻¹. La méthodologie établie implique initialement le calcul des apports liquides, solides, ainsi que la dégradation spécifique dans le bassin d'étude.

Le débit solide est calculé en utilisant la relation classique :

$$Q_s = C Q_L \quad (1)$$

Où :

Q_s : représente le débit solide mesuré (kg/s) ;

C : la concentration des matières en suspension (g/l) ;

Q_L : la valeur du débit liquide (m³ /s)

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

$$A_s = \sum_{j=0}^N \frac{[(Q_{j+1} \cdot C_{j+1}) + (Q_j \cdot C_j)]}{2} (t_{j+1} - t_j) \quad (2)$$

Où : (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}) ; N est le nombre de prélèvements effectués sur l'année considérée ; ($t_{j+1} - t_j$) est le pas de temps séparant deux prélèvements consécutifs.

De même, l'apport liquide annuel A_L (m³), engendrant le flux A_s est calculé par la formule :

$$A_L = \sum_{j=0}^N \frac{(Q_{j+1} \cdot Q_j)}{2} (t_{j+1} - t_j) \quad (3)$$

La concentration des sédiments en suspension C et le débit liquide évoluent en général suivant un modèle puissance $Y=aX^b$ [Wood (1977), Walling et Webb (1981), Etchanchu et Probst (1986)]

$$C = a Q_L^b \quad (4)$$

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

$$Q_s = a Q_L^b \quad (5)$$

Proposée par Kennedy (1895 in Lefort 1992), la relation puissance qui relie le débit solide au débit liquide (où les paramètres **a** et **b** sont des coefficients) a été vérifiée pour la plupart des cours d'eau dans le monde. Où **a** et **b** sont des paramètres du bassin considéré et sont généralement estimés par régression linéaire des variables transformées en log. Le paramètre (**a**) pourrait traduire l'état du sol d'un bassin et son degré de saturation [(Benkhaled et Remini, (2003) ; Bouanani, (2004)]. Le nombre des prélèvements, leur échelonnement correct dans le temps conditionnent la fiabilité et la précision de la relation de puissance débit solide - débit liquide.

Pour déterminer la variation des paramètres **a** et **b** de la relation de puissance, une approche à différentes échelles temporelles, basée sur les modèles de régression, est adoptée, en tenant compte des données hydro-pluviométriques du bassin de l'Oued Isser.

2.2.Modélisation débits solides-débits liquides :

L'analyse de la relation de puissance à l'échelle du bassin versant de l'Oued Isser laisse apparaître une certaine tendance d'évolution des paramètres **a** et **b**. Le comportement de ces derniers est étudié à plusieurs échelles temporelles.

2.2.1. Echelle instantanée (Série entière)

Sur une période de 24 ans (1987-2011), nous avons analysé 2619 couples de valeurs de débit liquide (en m³/s) et de débit solide (en kg/s), mesurés instantanément lors des périodes d'écoulement de l'Oued Isser. L'analyse graphique (figure 43) révèle une relation de type puissance entre le débit liquide (QL) et le débit solide (QS), avec un coefficient de détermination (R²) de 0,83. Cette forte corrélation indique une relation robuste entre ces deux variables, bien illustrée par le nuage de points, qui est bien réparti autour de la droite de régression

L'analyse graphique révèle qu'à des débits liquides très faibles ($\leq 0,01$ m³/s), les débits solides varient de 0,0001 à 0,1 kg/s, indiquant un transport solide mesurable même en écoulement réduit. Ce phénomène résulte des caractéristiques géomorphologiques et hydrologiques du bassin de l'Oued Isser, favorisant le transport de particules fines à faible débit.

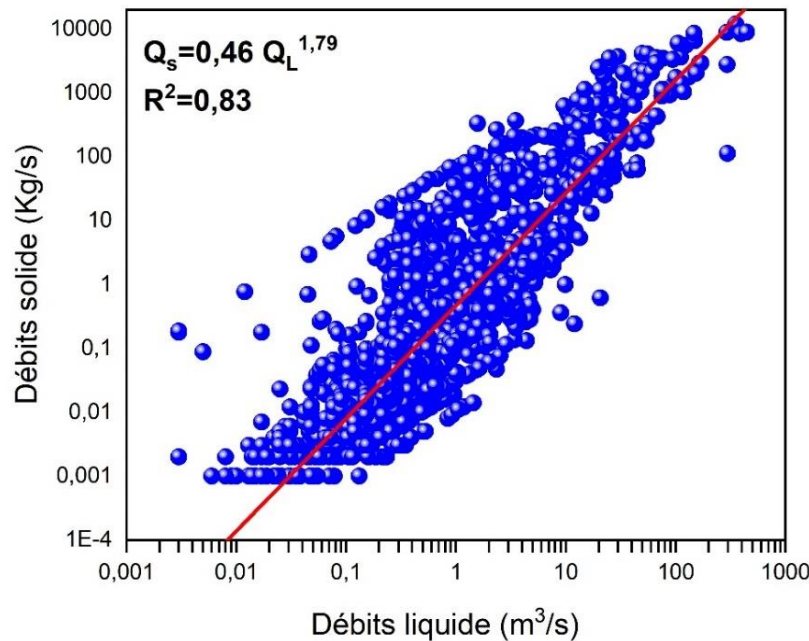


Figure 43 : Relation entre débits solides et les débits liquides instantanés (1987-2011).

Pour des débits liquides entre 40 et 400 m³/s, les débits solides varient de 10 à 6478 kg/s, montrant une augmentation exponentielle. Cela reflète l'impact des crues et fortes précipitations, qui mobilisent massivement les sédiments et amplifient la charge solide.

Les paramètres **a** et **b** de l'équation $Q_s = a \cdot Q_L^b$ montrent une valeur **a** de 0,46 pour l'Oued Isser, proche de 0,40 pour l'Oued Mouillah [Terfous et al., 2001] (tableau 35), suggérant des dynamiques hydrosédimentaires similaires liées au climat, à la géologie et à l'occupation des sols.

L'exposant **b** de 1,79 obtenu dans notre étude se situe dans la plage de valeurs comprises entre 1 et 1,8, en accord avec les observations faites pour des bassins similaires dans la région. Par exemple, pour l'Oued Mouillah, [Terfous et al. (2001)] ont trouvé une valeur de **b** de 1,70, tandis que [Bouanani (2004)] a rapporté une valeur de 1,76 pour l'Oued Isser (tableau 35). Ces résultats confirment la cohérence des relations hydrosédimentaires observées dans les oueds de cette région, suggérant des comportements similaires de transport solide sous des régimes hydrologiques comparables.

L'exposant **b** joue un rôle prépondérant dans l'équation de puissance $Q_s = a \cdot Q_L^b$, car il traduit la sensibilité du débit solide aux variations du débit liquide. Une valeur de **b** proche de 1,8 indique que le transport solide augmente de manière plus que proportionnelle avec le débit liquide, soulignant l'importance des épisodes de crue pour le transport sédimentaire. En effet, dans ces bassins, les événements hydrologiques intenses entraînent une forte mobilisation de sédiments, ce qui se traduit par un débit solide qui augmente rapidement dès que le débit liquide dépasse un certain seuil.

Les valeurs de **b** pour l'Oued Isser (1,79) et les oueds voisins (tableau 35) suggèrent des caractéristiques similaires en termes de pente, de sédiments et de végétation, influençant tous la capacité du bassin à transporter des particules solides. Ces similitudes permettent des

comparaisons et la modélisation régionale pour prédire la réponse sédimentaire aux conditions hydrologiques du nord de l'Algérie.

En résumé, la forte corrélation entre le débit liquide et solide, ainsi que les valeurs des paramètres **a** et **b** proches de celles d'autres oueds régionaux, indiquent que l'Oued Isser suit une dynamique hydrosédimentaire typique de la zone. Ces données confirment la validité de l'équation de puissance et illustrent l'impact des crues sur le transport solide, essentiel pour comprendre l'évolution morphologique et les processus d'érosion et de sédimentation dans le bassin.

Tableau 367 : Paramètres de a et b pour de quelques bassins du Nord-Ouest Algérien.

Bassin versant	a	b	Auteurs
Oued Mekerra	5,71	1,30	Cherif A 2009
Oued Mouillah	0,40	1,70	Terfous et al. 2001
Oued Isser	0,32	1,76	Bouanani 2004
Oued Sikkak	0,29	1,47	Bouanani et al. 2013
Oued Sebdou	0,268	1,64	Ghenim 2007
Oued Boumessaoud	1.59	1.64	Bouguerra 2016
Oued Tafna (aval)	0.20	1.96	Belarbi 2018
Oued Nachef	0.24	1.24	Kazi-Tani 2019
Oued Saida	2.36	1.63	Yles 2014

2.2.2. Echelle saisonnière :

L'analyse de la relation de puissance entre le débit liquide (QL) et le débit solide (QS) selon l'expression $Q_S = aQ_L^b$ (figure 44 et tableau 36) à l'échelle saisonnière pour le bassin sur la période de 1987 à 2011 révèle des différences significatives entre les saisons. Pour les saisons d'automne, d'hiver et de printemps, une forte corrélation entre QS et QL est observée, avec un coefficient de détermination (R^2) élevé, variant de 0,89 à 0,99. Cela indique que la relation entre les débits liquide et solide est particulièrement robuste durant ces saisons, probablement en raison de la fréquence et de l'intensité des précipitations, qui favorisent le transport solide dans le bassin. En été, la corrélation entre le débit liquide (QL) et le débit solide (QS) est nettement plus faible, avec un coefficient de détermination de $R^2 = 0,34$. Cette faible relation n'est pas uniquement due au manque de précipitations limitant l'érosion, mais également aux faibles débits estivaux, souvent accentués par l'évaporation et l'absence d'écoulements de surface, réduisant la capacité de mobilisation des sédiments. Par ailleurs, les valeurs enregistrées durant cette période, qui se trouvent proches du seuil de détection des instruments, peuvent engendrer une incertitude accrue. Bien que les données soient issues de stations officielles, la précision des mesures en période d'étiage reste limitée. Ces facteurs doivent être pris en compte dans l'interprétation des résultats estivaux, notamment en contexte de sécheresse. En hiver et au printemps, le facteur a atteint respectivement 0,172 et 0,173, des valeurs élevées et proches, indiquant une intensité accrue du transport solide durant ces saisons par rapport aux autres périodes de l'année.

Ces valeurs élevées de **(a)** sont associées à un exposant **b** de 1,58 en hiver et de 1,53 au printemps, traduisant une forte sensibilité du débit solide aux variations du débit liquide, et suggérant une intensité érosive marquée. Cette dynamique est mise en évidence par l'événement extrême du 14 mars 1991, au cours duquel un débit liquide exceptionnel de 442,20 m³/s a entraîné un débit solide maximal de 11 947,83 kg/s. Cet événement illustre l'importance des crues dans le transport de sédiments durant les saisons de fortes précipitations, confirmant que les débits élevés de l'oued Isser en hiver et au printemps sont accompagnés d'un transport solide important. En été, la relation entre QS et QL montre une diminution des paramètres, avec **(a)** à 0,22 et **(b)** à 1,02, et un R² de 0,34. Cela reflète une faible corrélation entre les débits, due aux faibles écoulements et à la rareté des précipitations. En l'absence de crues, le transport solide diminue, avec un débit solide maximal de 91,36 kg/s enregistré en août 2003 pour un débit liquide de 6,88 m³/s.

Ces résultats montrent que le régime hydro-sédimentaire de l'oued Isser varie selon les saisons, avec des processus érosifs actifs en hiver et au printemps, et un transport sédimentaire limité en saison sèche. La dynamique de l'érosion et du transport solide dépend principalement des débits liquides, les crues étant essentielles pour le transfert des sédiments et l'évolution morphologique du bassin.

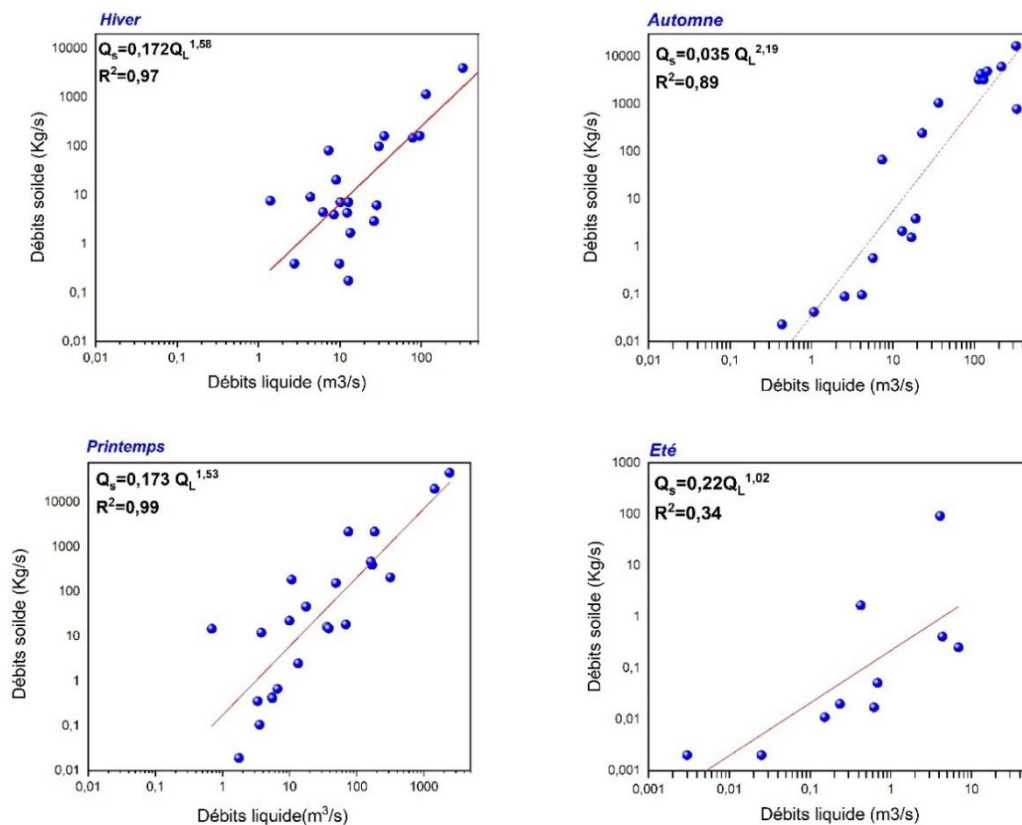


Figure 44 : Modèles saisonniers reliant les débits solides aux débits liquides instantanés (1987-2011) années hydrologiques.

Tableau 37 : Relations entre débits solides et débits liquides (1987-2011)

Echelle temporelle	Relation	Coefficient de détermination R^2
Série complète	$Q_S = 0.46 Q_L^{1.79}$	0.83
Automne	$Q_S = 0.035 Q_L^{2.19}$	0.89
Hiver	$Q_S = 0.172 Q_L^{1.58}$	0.97
Printemps	$Q_S = 0.173 Q_L^{1.53}$	0.99
Eté	$Q_S = 0.22 Q_L^{1.02}$	0.34

2.3. Bilan des apports solides

L'apport solide en suspension (AS) est déterminé par l'intégration temporelle du débit solide en suspension. En adoptant l'hypothèse d'une variation linéaire du débit solide entre deux instants de mesure consécutifs, l'apport solide moyen durant l'intervalle temporel $[t_i, t_{i+1}]$ peut être exprimé par la relation (2) citée précédemment :

2.3.1. Echelle interannuelle

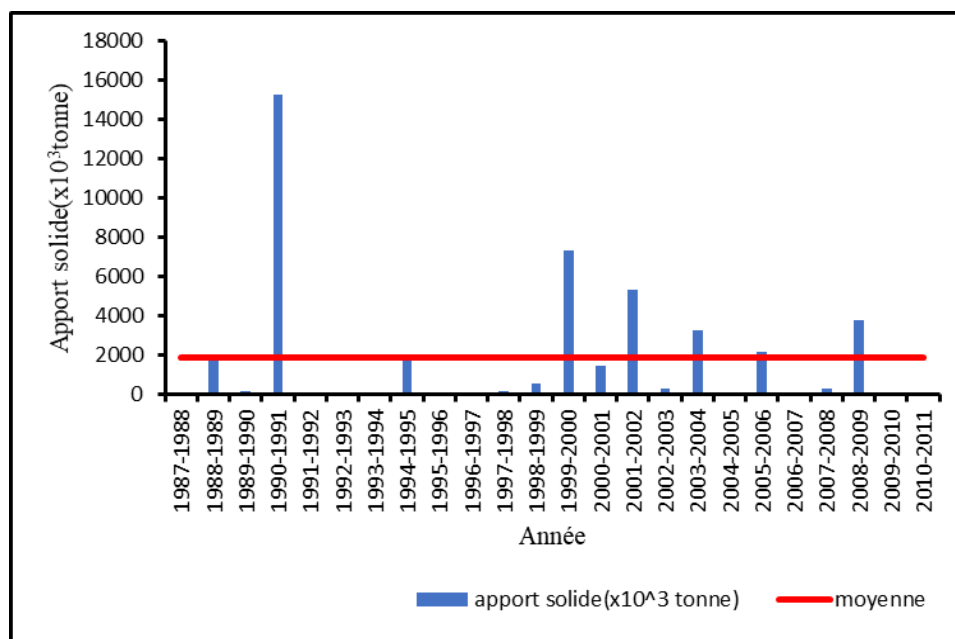


Figure 45 : Variation interannuelle des apports solides du bassin versant d'oued Isser (1987-2011).

2.3.2. Répartition saisonnière des apports solides et des apports liquides

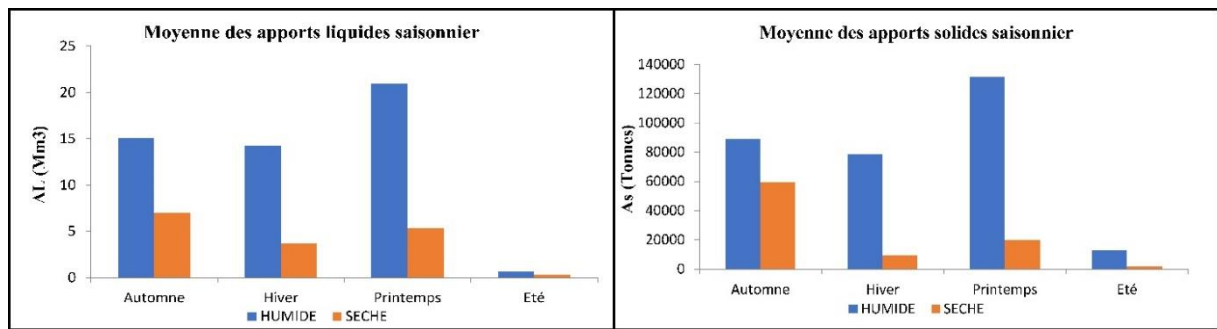


Figure 46 : Répartition saisonnière des apports liquides et solides d'oued Isser (1987-2011)

L'analyse des apports liquides révèle une distinction claire entre les années humides et les années sèches, indépendamment du régime saisonnier (figure 46). Les flux solides revêtent une importance particulière durant les saisons automnale et printanière. L'automne se caractérise par une fréquence élevée d'orages de courte durée mais intenses, qui induisent une érosion significative, malgré des précipitations parfois limitées en volume. Ainsi, il a été observé que les apports solides peuvent y être élevés, même lorsque les débits liquides restent faibles, contrairement aux autres saisons. Ce comportement, typique des milieux semi-arides [kazi-tani et al., 2020 ; Terfous et al., 2001 ; Megnounif et al., 2003], s'explique par l'intensité des précipitations ponctuelles. Au printemps, la fonte des neiges et la vidange des nappes phréatiques renforcent le ruissellement et le transport sédimentaire.

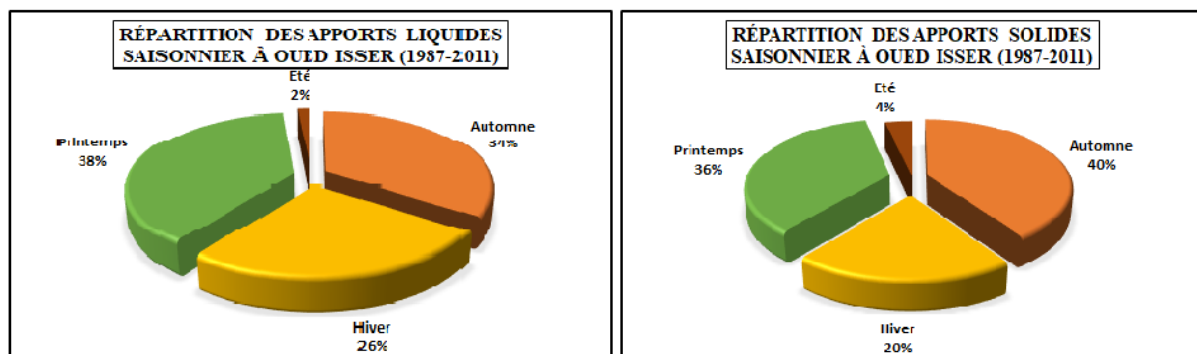


Figure 47 : Répartition saisonnière des apports solides et liquides d'oued Isser (1987-2011).

Le tableau 37 synthétise le bilan des apports liquides et solides de 1987 à 2011. Les flux solides sont maximaux au printemps et en automne. En automne, les premières pluies mobilisent d'importantes quantités de sol après la sécheresse estivale. Au printemps, la saturation des sols amplifie les débits liquides, renforcés par les précipitations hivernales. L'année 1990-1991 a enregistré les apports solides et liquides les plus élevés en raison de pluies exceptionnelles. L'été, en revanche, est marqué par des étiages sévères.

Tableau 39 : Répartition saisonnière moyenne des apports liquides et solides et des dégradations spécifiques (1987-2011)

	Automne	Hiver	Printemps	Été	Année
A_l (Mm³)	10.03	7.68	11.22	0.45	29.39
A_s (tonne)	70261.53	35496.68	61751.89	6127.32	173637.42
A_{ss} (t.km⁻².an⁻¹)	61.63	31.13	54.16	5.37	152.31

2.4. Années sèches et années humides

L'introduction de cette étude vise à présenter le sujet des années humides et des années sèches, en soulignant l'importance de comprendre les variations climatiques et leurs conséquences. Pour cela on a calculé l'indice standardisé de précipitation (SPI) Cette étude a permis de mettre en évidence une corrélation entre les résultats obtenus à partir de cet indice et les apports solides et liquides. En analysant ces indices, nous avons pu différencier les contributions des phases humides et sèches, apportant ainsi une meilleure compréhension des dynamiques hydrologiques et sédimentaires associées. Une analyse approfondie des données hydrologiques et sédimentaires a été conduite, mettant en évidence les périodes les plus humides, notamment les années 1990-1991, 1994-1995 et 2008-2009 (figure 48a). Ces années se distinguent par des débits exceptionnellement élevés, favorisant une érosion accrue et un transport important de sédiments vers l'aval. Une corrélation significative a été observée entre les apports liquides et solides, particulièrement marquée lors des périodes de crues.

Ces épisodes soulignent l'influence des conditions hydrologiques sur la dynamique sédimentaire. L'analyse met en évidence que les années sèches 1988- 1989, 1997-1998, 2005-2006 (figure 48c) se caractérisent par des apports solides paradoxalement élevés, étroitement liés à une érosion accentuée par des précipitations convectives estivales ces années-là. En effet, durant les périodes sèches 1997-1998, 2002- 2003 (figure 48d), l'abaissement du débit limite la mobilisation des sédiments. Ces observations mettent en exergue l'impact significatif des conditions hydrologiques sur la dynamique sédimentaire. Les résultats obtenus mettent en exergue l'influence déterminante des conditions climatiques sur le transport sédimentaire à l'échelle du bassin versant.

Les années marquées par des précipitations abondantes, comme 1990-1991, 1994-1995 ou 2008-2009, sont caractérisées par une mobilisation significative des sédiments, tandis que les années sèches, telles que 1997-1998 ou 2002- 2003, se traduisent par des apports nettement plus faibles. L'analyse saisonnière révèle une disparité significative entre les apports estivaux et hivernaux. Durant la saison estivale, la capacité de transport est communément très restreinte. Cependant, il est à noter que certaines périodes de sécheresse peuvent être suivies de précipitations abondantes, suffisamment intenses pour déstabiliser les sols. Cette observation met en exergue l'influence des conditions hydrologiques antérieures sur la dynamique sédimentaire, même durant les périodes de basses eaux.

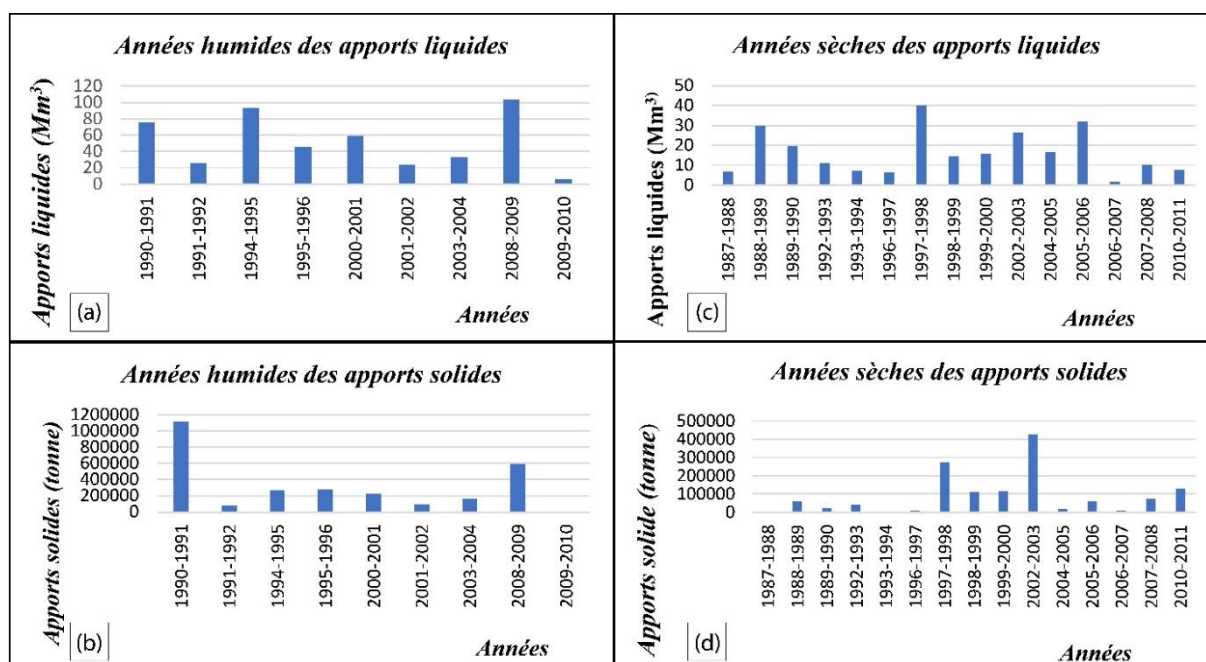


Figure 48 : Répartition interannuelle des apports liquides et solides d’oued Isser pour les années sèches et les années humides

2.5. Quantification de la dégradation spécifique interannuelle dans le bassin versant d’oued Isser

Pour quantifier la dégradation spécifique dans les bassins versants non instrumentés, plusieurs formules empiriques ont été proposées par différents auteurs. Ces modèles, développés dans des contextes géographiques et climatiques spécifiques, présentent des écarts significatifs avec les valeurs mesurées et requièrent donc une application critique et une validation locale.

Tableau 40 : Estimation de la dégradation spécifique au niveau du bassin d’oued Isser (1987-2011) années hydrologiques.

Formule	Ass (T.km ² .an ⁻¹)
Sogréah	476.15
Tixeront	142.60
Fournier	5020.72
Ludwig et Probst	733,10
Ass mesurés	152.31

L’analyse des données présentées dans le Tableau 38 met en évidence des écarts importants entre les valeurs de dégradation spécifique (Ass) estimées à l’aide de différentes formules empiriques et la valeur issue des mesures directes, évaluée à 152,31 t.km⁻².an⁻¹ pour la période hydrologique 1987–2011. Ces différences traduisent la sensibilité des relations empiriques aux conditions climatiques, morphologiques et hydrologiques propres au bassin versant de l’Oued Isser.

Les estimations obtenues montrent une variabilité très marquée, avec des valeurs comprises entre $142,60 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$ et $5020,72 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$ selon la formule utilisée. Parmi les méthodes considérées, la formule de Tixeront fournit une estimation de $142,60 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$, soit une valeur très proche de celle mesurée. L'écart reste relativement faible, de l'ordre de **6 %**, ce qui indique que cette relation empirique reproduit de manière satisfaisante les conditions hydrosédimentaires du bassin étudié. Elle apparaît ainsi comme la formule la plus adaptée pour l'estimation de la dégradation spécifique dans le bassin de l'Oued Isser.

En revanche, la formule de Sogréah conduit à une estimation de $476,15 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$, soit environ trois fois supérieure à la valeur mesurée. Cette surestimation suggère que cette relation, généralement appliquée à des bassins caractérisés par une érosion plus intense ou par des régimes hydrologiques plus énergétiques, tend à amplifier l'intensité des processus d'érosion dans le contexte étudié.

Une surestimation encore plus marquée est observée avec la formule de Ludwig et Probst, qui fournit une valeur de $733,10 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$, soit près de cinq fois supérieure aux mesures. Cette divergence peut s'expliquer par le fait que cette approche est souvent développée à l'échelle de grands bassins fluviaux, où les processus de transfert sédimentaire diffèrent sensiblement de ceux observés dans des bassins de taille plus réduite, tels que celui de l'Oued Isser.

L'écart le plus important apparaît avec la formule de Fournier, qui aboutit à une estimation extrêmement élevée de $5020,72 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$, soit plus de trente fois la valeur mesurée. Cette surestimation importante s'explique principalement par la forte sensibilité de cette formule à l'indice d'agressivité des précipitations. Dans les régions semi-arides, caractérisées par des pluies rares mais souvent intenses, cette relation peut conduire à des valeurs exagérées de l'érosion spécifique.

La valeur mesurée de $152,31 \text{ t}\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{an}^{-1}$ traduit néanmoins une dynamique érosive significative dans le bassin de l'Oued Isser. Celle-ci peut être attribuée à plusieurs facteurs combinés, notamment la présence de pentes relativement fortes, favorisant le ruissellement superficiel, le caractère irrégulier et parfois intense des précipitations, ainsi que la dégradation partielle du couvert végétal, qui réduit la protection naturelle des sols contre l'érosion hydrique.

Ainsi, la comparaison entre les différentes estimations et les mesures disponibles met en évidence l'importance de confronter les approches empiriques aux observations de terrain. Dans le cas du bassin de l'Oued Isser, la formule de Tixeront apparaît comme la plus représentative des conditions locales, tandis que les autres méthodes tendent à surestimer la dégradation spécifique, parfois de manière très importante. Cette analyse souligne la nécessité d'une calibration locale des relations empiriques afin d'obtenir des estimations plus fiables des processus d'érosion et de transport solide dans les bassins versants.

3. Etude des crues

3.1. Introduction

L'analyse des événements de crue constitue un axe de recherche prioritaire dans l'étude du transport sédimentaire, car ces épisodes hydrologiques conditionnent de manière déterminante les bilans annuels d'exportation de matières solides tout en offrant une fenêtre d'observation privilégiée sur les mécanismes de mobilisation et de transfert des particules depuis les bassins versants vers le réseau hydrographique (Inbar, 1992 ; Alexandrov et al., 2003 ; Cohen et al., 2005 ; Rovira and Batalla, 2006 ; Ghenim, 2007 ; Billy, 2008 ; Batalla et Vericat, 2009 ; Billy, 2011 ; Bouanani et al., 2013 ; Megnounif et al., 2013).

Ces moments hydrologiques intenses, qualifiés de « hot-moments », nécessitent une caractérisation approfondie de leurs dynamiques et de leur contribution aux flux sédimentaires totaux, permettant parallèlement d'identifier les « hot-spots » régionaux, c'est-à-dire les zones géographiques particulièrement vulnérables à l'érosion et générant des apports significatifs en matières en suspension. Toutefois, la connaissance hydrologique des crues dans les oueds algériens demeure fragmentaire, limitée essentiellement à quelques données éparses consignées dans les annuaires hydrologiques nationaux, et l'absence de chroniques longues et continues compromet la possibilité d'établir des synthèses robustes à l'échelle régionale.

Le présent travail exploite donc les séries de débits instantanés de crue disponibles pour la station de l'oued Isser à Sidi Aïssa (1987-2011). D'un point de vue conceptuel, il convient de distinguer les crues des périodes de hautes eaux, ces dernières correspondant à des situations saisonnières prolongées et prévisibles (Frécaut, 1971), tandis que les crues représentent, avec les étiages, les manifestations extrêmes du comportement hydrologique, caractérisées par des augmentations brutales et irrégulières du débit pouvant survenir aussi bien durant la saison humide que pendant la période de basses eaux, définies généralement comme des débits atteignant 3 à 5 fois le module annuel ou, selon Remenieras, comme le débit maximal enregistré au cours d'une année hydrologique. C'est dans cette perspective que notre recherche sur la dynamique du transport en suspension dans l'Oued Isser accorde une attention particulière à l'analyse détaillée des événements de crue, visant à améliorer la quantification des flux sédimentaires transportés lors de ces épisodes et susceptibles de contribuer à l'envasement du barrage de El Izdihar.

a) Genèse des crues

La genèse et l'évolution d'une crue dépendent essentiellement de l'abondance et de l'intensité des précipitations, mais également de facteurs physiques du bassin versant tels que le couvert végétal, la lithologie, les paramètres morphométriques (indice de compacité, densité de drainage), (Bouanani et al., 2013), la pente des thalwegs et la configuration du réseau hydrographique (Cosandey et Robinson, 2000). En contexte méditerranéen, les crues présentent des caractéristiques particulièrement marquées, résultant d'orages violents accompagnés de pluies torrentielles dont l'intensité peut atteindre 120 à 190 mm/h dans certaines régions de l'ouest algérien, comme observé dans le bassin de l'oued Mekker (Borsali et al., 2005). Ces événements génèrent des débits de pointe exceptionnels dépassant parfois 1000 m³/s et provoquent d'importantes inondations. La réponse hydrologique durant ces séquences

pluvieuses s'avère très particulière (Achite & Ouillon, 2007), caractérisée par des crues dévastatrices survenant principalement durant les saisons automnale et printanière.

b) Débits extrêmes

Selon Remenieras (1976), la crue annuelle correspond au débit maximal enregistré au cours d'une année hydrologique. Ce phénomène hydrologique peut être caractérisé par plusieurs variables représentatives (Dubreuil, 1974) : le débit maximal instantané ou journalier, le volume écoulé au-delà d'un seuil critique (débit de base), ainsi que les fortes concentrations en matières en suspension transportées. Dans le cadre de cette étude, nous avons analysé les séries de débits instantanés de crues disponibles pour le bassin versant considéré, couvrant différentes périodes d'observation. Néanmoins, ces chroniques demeurent incomplètes en raison des contraintes logistiques liées à l'échantillonnage et aux difficultés de mesure sur le terrain. (Tableau 39) présente la distribution des événements de crue par classe de débit.

Tableau 41: Répartition en (%) du nombre des crues de l'oued Isser durant (1987-2011)

Classes de débits (m ³ /s)	Nombre de crues	Fréquence d'apparition (%)
>100	5	8.93
100-50	5	8.93
50-25	10	17.86
25-10	11	19.46
<10	25	44.64
Total	56	100%

- La classe de débits <10 m³/s représente la fréquence la plus élevée avec 44.64% des crues observées.
- Les débits compris entre 10-25 m³/s constituent 19.46% des événements, ce qui en fait la deuxième classe la plus fréquente.
- Les crues exceptionnelles avec des débits supérieurs à 100 m³/s ne représentent que 8.93% des cas, mais constituent les événements les plus dangereux.
- Au total, 81.96% des crues présentent des débits inférieurs à 50 m³/s, indiquant une prédominance des crues de faible à moyenne intensité.

3.2.Critères de sélection des crues

L'approche hydrologique de cette étude repose sur l'analyse de couples de données instantanées concentration-débit (C_i , Q_i) mesurés aux temps t_i . La base de données comprend 2620 couples de valeurs collectés durant les épisodes de crue sur une période de 24 ans (1987-2011), avec des durées d'événements variables.

À partir de cet ensemble, 560 couples de valeurs ont été sélectionnés, correspondant à 56 crues représentatives (tableau 40). Le choix de ces épisodes s'est effectué selon les critères suivants :

- Un hydrogramme présentant une structure simple et bien identifiable, avec une phase de montée suivie d'une phase de décrue clairement distinctes,
- Un débit maximal supérieur au débit moyen annuel observé sur le bassin versant,
- Des concentrations en MES mesurables tout au long de l'événement, sans interruption dans la série de données.

Tableau 42 : Crues de Isser à sidi Aïssa (1987-2011)

N° Crue	Date début	Date fin	Débit max (m ³ /s)	Saisons	Classe d'hystérésis
1	19/03/1989	25/03/1989	170.44	Printemps	1
2	27/04/1989	27/04/1989	4.77	Printemps	2
3	04/01/1990	05/01/1990	28.44	Hiver	3
4	14/01/1990	15/01/1990	3.90	Hiver	1
5	12/05/1990	14/05/1990	9.26	Printemps	2
6	07/09/1990	08/09/1990	148.80	Automne	6
7	08/09/1990	09/09/1990	53.20	Automne	5
8	10/12/1990	12/12/1990	4.40	Hiver	1
9	02/03/1991	04/03/1991	27.94	Printemps	2
10	14/03/1991	20/03/1991	442.20	Printemps	2
11	22/03/1991	09/04/2009	24.8	Printemps	1
12	06/04/1992	17/04/1992	23.28	Printemps	3
13	05/05/1992	15/05/1992	46.46	Printemps	1
14	06/05/1993	09/05/1993	14.50	Printemps	2
15	01/10/1994	02/10/1994	53.82	Automne	5
16	13/11/1994	14/11/1994	49.50	Automne	4
17	02/03/1995	02/03/1995	5.25	Automne	2
18	13/03/1995	24/03/1995	75.70	Printemps	2
19	06/12/1995	06/12/1995	17.10	Hiver	3
20	13/01/1996	15/01/1996	24.78	Hiver	3
21	27/02/1996	01/03/1996	4.63	Hiver	2
22	08/03/1996	25/03/1996	28.44	Printemps	2
23	17/09/1997	20/09/1997	10.36	Automne	2
24	28/09/1997	30/09/1997	9.94	Automne	5
25	06/10/1997	10/10/1997	295.4	Automne	4
26	18/03/1999	21/03/1999	4.94	Printemps	1
27	16/03/1999	18/03/1999	24.98	Printemps	3
28	27/09/1999	27/09/1999	147.30	Automne	6
29	23/10/2000	24/10/2000	31.48	Automne	4
30	15/11/2000	18/11/2000	23.80	Automne	3
31	14/01/2001	15/01/2001	3.97	Hiver	2
32	29/01/2001	06/02/2001	48.28	Hiver	4
33	28/02/2001	09/03/2001	44.82	Hiver	4
34	10/10/2001	10/10/2001	105.80	Automne	6
35	10/11/2001	12/11/2001	66.24	Automne	5

36	09/10/2002	09/10/2002	4.16	Automne	1
37	10/01/2003	12/01/2003	9.92	Hiver	2
38	16/02/2003	18/02/2003	5.28	Hiver	2
39	11/11/2003	11/11/2003	94.28	Automne	6
40	10/12/2003	13/12/2003	10.00	Hiver	2
41	16/03/2004	18/03/2004	26,41	Printemps	1
42	27/09/2005	27/09/2005	24.71	Automne	3
43	19/10/2005	19/10/2005	11.20	Automne	2
44	04/10/2007	04/10/2007	12.40	Automne	2
45	29/10/2007	30/10/2007	14.00	Automne	2
46	16/10/2008	19/10/2008	3.50	Automne	1
47	25/10/2008	27/10/2008	33.48	Automne	4
48	29/10/2008	29/10/2008	3.78	Automne	1
49	06/11/2008	18/11/208	3.50	Automne	1
50	25/11/2008	28/11/2008	3.50	Automne	2
51	01/12/2008	03/12/2008	15.72	Hiver	7
52	15/12/2008	19/12/2008	31,15	Hiver	1
53	03/01/2009	04/01/2009	14	Hiver	7
54	05/01/2009	13/01/2009	21.70	Hiver	6
55	12/02/2009	28/02/2009	11.40	Hiver	1
56	06/03/2009	30/03/2009	19.19	Printemps	7

L'examen des séries de crues met en évidence que les épisodes réellement extrêmes demeurent peu fréquents, seuls cinq d'entre eux dépassant 100 m³/s sur l'ensemble de la période étudiée. Elles représentent donc moins de 10 % des crues observées. Ces épisodes se concentrent essentiellement en 1989–1991, 1999 et 2001, périodes marquées par des conditions pluviométriques particulièrement favorables aux ruissellements intenses. L'événement majeur de 1991 (442 m³/s) domine largement l'ensemble du catalogue et témoigne de la forte variabilité hydrodynamique du bassin.

Globalement, le régime des crues apparaît modéré, mais ponctué d'événements exceptionnels susceptibles de générer des impacts hydrologiques significatifs. Ces crues extrêmes constituent donc des indicateurs essentiels du risque hydrologique et doivent être intégrées dans toute démarche de gestion ou de modélisation du bassin.

3.3. Analyse de la répartition saisonnière

La figure 49 illustre une distribution saisonnière hétérogène des crues observées. L'automne domine avec 41% des événements, suivi de l'hiver (32%) et du printemps (27%). Cette variabilité traduit une dynamique saisonnière marquée, l'écart de 14 points entre l'automne et le printemps révélant des conditions hydro-climatiques contrastées au cours de l'année. L'absence de crues estivales s'explique par le déficit pluviométrique caractéristique de cette saison, confirmant ainsi le régime hydrologique typique de la zone d'étude où les épisodes de hautes eaux se concentrent durant les périodes pluvieuses.

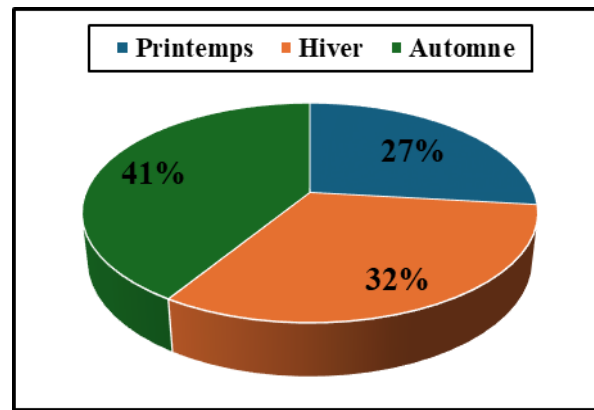


Figure 49 : Répartition saisonnière des crues d'oued Isser (1987-2011)

3.4. Puissance des crues

Plusieurs indicateurs permettent d'apprécier l'intensité d'une crue. Parmi les plus couramment utilisés figurent la cote maximale atteinte, le débit journalier de pointe, ainsi que le volume total écoulé. À ces paramètres s'ajoute le coefficient « e » proposé par Meyer-Coutagne et Pardé, qui constitue un outil pertinent pour comparer la dynamique des crues entre des bassins versants de superficies différentes. Ce coefficient est défini par la relation :

$$e = \frac{Q}{\sqrt{S}}$$

Où

Q : représente le débit instantané maximal (m³/s) et

S : la superficie du bassin versant contributif.

Pour l'oued Isser (tableau 41), le coefficient « e » présente une plage de variation particulièrement large, allant de 13,09 à 0,097. Une telle amplitude met en évidence la complexité des mécanismes hydrologiques qui gouvernent la réponse du bassin versant. Elle reflète notamment la diversité des conditions de génération des écoulements qu'il s'agisse de l'intensité et de la nature des précipitations, de l'état d'humidité initial des sols ou encore des caractéristiques morphologiques propres aux différentes unités du bassin.

La variabilité observée est en partie modulée par le régime saisonnier. Durant la saison froide, les crues présentent généralement une intensité plus marquée, ce qui s'explique par un état d'humidité du sol plus élevé et par des précipitations dont le rendement en ruissellement est souvent supérieur. À l'inverse, les crues d'été et de début d'automne se caractérisent par des valeurs plus faibles du coefficient « e », en raison de conditions favorisant davantage l'infiltration, limitant ainsi la formation de ruissellement efficace.

3.5. Rapport débit de pointe / débit moyen journalier maximal

Un second indicateur doit être mobilisé pour analyser la variabilité des crues : le coefficient « d » (tableau 41), qui correspond au rapport entre le débit instantané maximal et le débit moyen journalier maximal. Ce coefficient met en évidence l'écart entre la pointe de crue et l'intensité moyenne de l'évènement.

Dans le cas de l'oued Isser, ce rapport peut atteindre des valeurs particulièrement élevées : 1.24 et 18.66 pour les crues les plus marquées.

De tels résultats soulignent l'extrême irrégularité des écoulements au cours d'une même journée de crue. Ils confirment également le caractère fortement aléatoire et discontinu du régime méditerranéen qui domine l'hydrologie du bassin de l'oued Isser.

Tableau 38 : Caractéristiques des crues recensées à l'oued Isser à sidi Aïssa

N° Crue	Date début	Débit max (m³/s)	Puissance de la crue « e »	Débit moyen journalier maximal (m3 /s)	Facteur « d »
1	19/03/1989	170,44	5,048	55,96	3,05
2	27/04/1989	4,77	0,141	3,30	1,45
3	04/01/1990	28,44	0,842	7,82	3,64
4	14/01/1990	3,9	0,116	1,77	2,20
5	03/05/1990	7,24	0,214	3,47	2,09
6	12/05/1990	9,26	0,274	4,97	1,86
7	07/09/1990	148,8	4,408	104,00	1,43
8	08/09/1990	53,2	1,576	24,63	2,16
9	10/12/1990	4,4	0,130	1,82	2,42
10	02/03/1991	27,94	0,828	12,37	2,26
11	14/03/1991	442,2	13,098	115,35	3,83
12	22/03/1991	24,8	0,735	7,42	3,34
13	06/04/1992	23,28	0,690	6,54	3,56
14	05/05/1992	46,46	1,376	7,99	5,81
15	06/05/1993	14,5	0,430	4,44	3,27
16	01/10/1994	53,82	1,594	15,87	3,39
17	13/11/1994	49,5	1,466	11,25	4,40
18	02/03/1995	5,25	0,156	1,75	3,00
19	13/03/1995	75,7	2,242	21,72	3,49
20	06/12/1995	17,1	0,507	2,35	7,28
21	13/01/1996	24,78	0,734	5,56	4,46
22	04/02/1996	3,29	0,097	1,47	2,24
23	27/02/1996	4,63	0,137	3,53	1,31
24	08/03/1996	28,44	0,842	7,85	3,62
25	17/09/1997	10,36	0,307	2,23	4,65
26	28/09/1997	9,94	0,294	3,52	2,82
27	06/10/1997	295,4	8,750	61,18	4,83
28	18/03/1999	4,94	0,146	1,35	3,66
29	16/03/1999	24,98	0,740	6,27	3,98
30	27/09/1999	147,3	4,363	52,86	2,79
31	23/10/2000	31,48	0,932	7,26	4,34

32	15/11/2000	23,8	0,705	11,43	2,08
33	14/01/2001	3,97	0,118	1,60	2,48
34	29/01/2001	48,28	1,430	20,49	2,36
35	28/02/2001	44,82	1,328	12,50	3,59
36	10/10/2001	105,8	3,134	30,39	3,48
37	10/11/2001	66,24	1,962	24,13	2,75
38	09/10/2002	4,16	0,123	2,09	1,99
39	11/01/2003	9,92	0,294	3,71	2,67
40	16/02/2003	5,28	0,156	3,03	1,74
41	11/11/2003	94,28	2,793	23,25	4,06
42	10/12/2003	10	0,296	2,97	3,37
43	27/09/2005	24,71	0,732	17,20	1,44
44	19/10/2005	11,2	0,332	5,33	2,10
45	04/10/2007	12,4	0,367	4,94	2,51
46	29/10/2007	14	0,415	0,75	18,67
47	19/10/2008	3,5	0,104	2,35	1,49
48	25/10/2008	33,48	0,992	8,70	3,85
49	26/10/2008	3,78	0,112	3,04	1,24
50	25/11/2008	3,5	0,104	2,33	1,50
51	01/12/2008	15,72	0,466	10,15	1,55
52	15/12/2008	30,02	0,889	20,55	1,46
53	03/01/2009	30,25	0,896	8,17	3,70
54	05/01/2009	21,7	0,643	12,36	1,76
55	12/02/2009	11,4	0,338	6,80	1,68
56	06/03/2009	19,19	0,568	6,53	2,94
Maximum			13,098		
Minimum			0,097		

3.6.Relation concentration-débit liquide

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

$$C = aQ^b$$

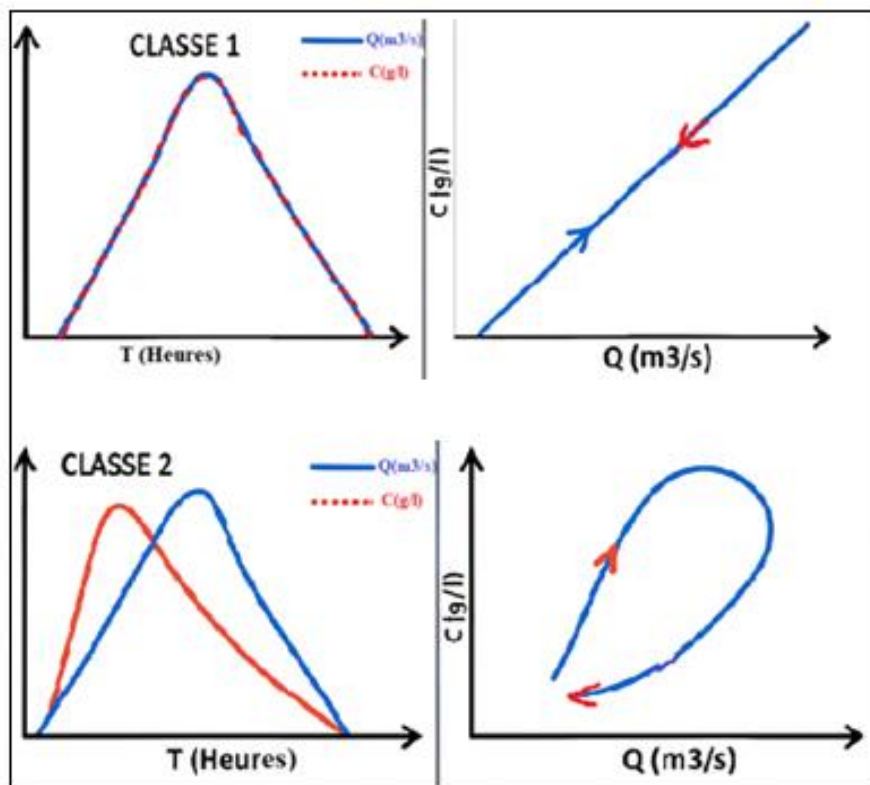
Les paramètres a et b sont des coefficients de régression. Bien que l'exactitude de cette approche ait été discutée par Walling (1977), son application apparaît adéquate dans de nombreux cas d'études et pour différentes finalités (Crawford, 1991). Elle est basée sur la transformation des valeurs en logarithmes pour réduire la polarisation présentée dans les calculs (Cohn et al., 1989 ; Cohn, 1995. ; kazi_tani, 2019).

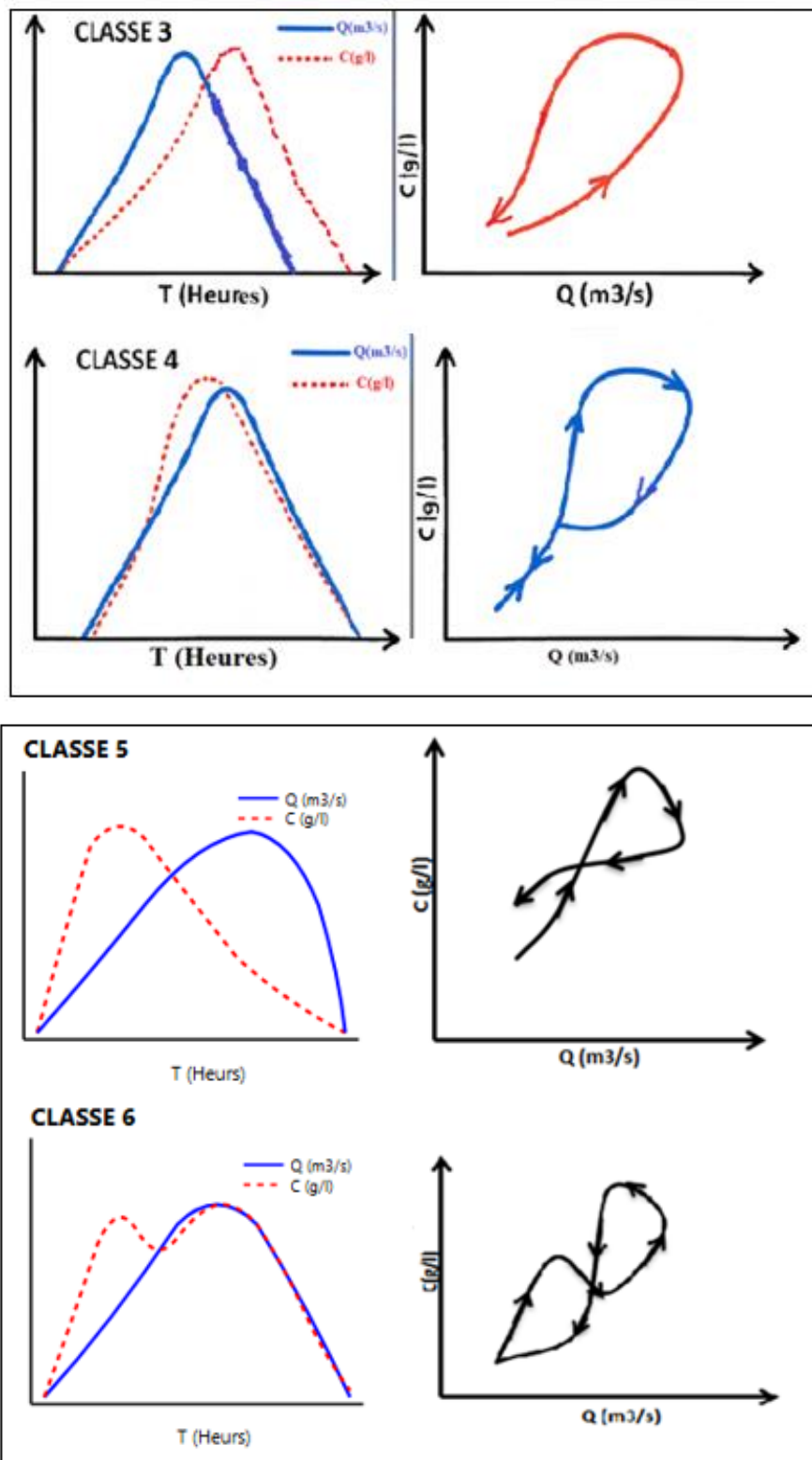
3.7. Hystérésis

L'analyse du transport sédimentaire à l'échelle de l'événement permet d'identifier l'origine des matériaux mobilisés en examinant les relations concentration-débit, particulièrement lorsque ces relations présentent des phénomènes d'hystérésis.

L'étude de ces hystérésis constitue une approche efficace pour appréhender la dynamique des matières en suspension au sein d'un bassin versant. Les travaux récents privilégient d'ailleurs l'analyse des boucles d'hystérésis pour discriminer les différentes sources sédimentaires d'un bassin (Heidel, 1956 ; Klein, 1984 ; de Boer et Campbell, 1989 ; Williams, 1989 ; Hudson, 2003 ; Seeger et al., 2004 ; Fang et al., 2011). Ces hystérésis peuvent être classées selon différentes configurations morphologiques, regroupées dans cette étude en 7 catégories principales (figure 50).

- Classe 1 : forme linéaire où la montée de la courbe est parallèle à la descente de la courbe.
- Classe 2 : boucle ouverte avec une chronologie des points de prélèvement qui tourne dans le sens des aiguilles d'une montre (hystérésis dextre) du début à la fin de la crue, la Concentration en MES maximale arrive avant le maximum de Q.
- Classe 3 : boucle ouverte qui tourne dans le sens contraire des aiguilles d'une montre (hystérésis senestre), le maximum de Q vient avant le maximum de C.
- Classe 4 : boucle fermée qui tourne dans le sens des aiguilles d'une montre (dextre).
- Classe 5 : hystérésis en forme de huit, mais qui reste ouverte.
- Classe 6 : forme de huit fermé.
- Classe 7 : forme complexe où la montée de la courbe comprend un nœud dans le sens des aiguilles d'une montre (dextre).





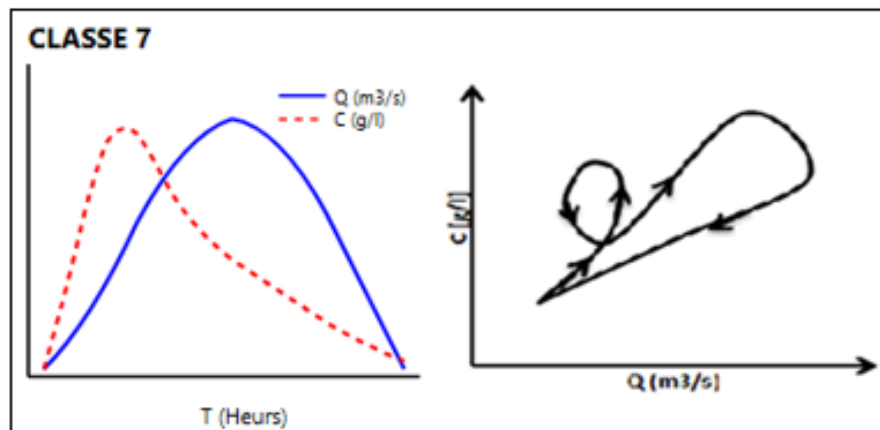


Figure 50 : Classes d'hystérésis observées entre la concentration en MES et le débit liquide.

4. Résultats et discussions

4.1. Relations concentration-débit liquide et débit solide-débit liquide

Les mesures instantanées de C et Q permettent de calculer les débits solides correspondants et d'ajuster des relations de type puissance entre ces variables (figure 51). Ce modèle couramment employé conduit à l'estimation des coefficients a et b , caractéristiques de chaque système hydrographique étudié.

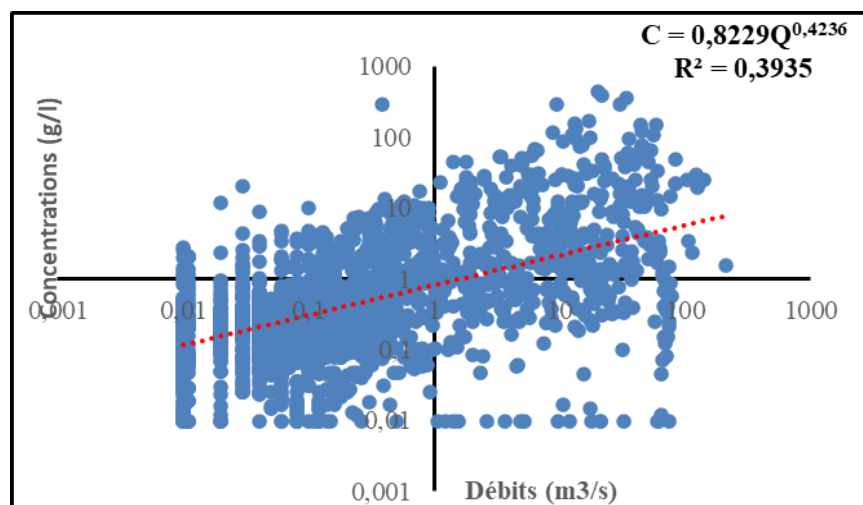


Figure 51 : Relations entre concentration- débit liquide pour la période allant de 1987 à 2011 du bassin versant d'Isser.

L'analyse de la relation concentration-débit (C - Q) sur l'ensemble du jeu de données révèle un coefficient de détermination relativement faible ($R^2 = 0,3935$), témoignant d'une forte variabilité dans la réponse sédimentaire du bassin versant. La relation puissance obtenue ($C = 0,8229Q^{0,4236}$) présente un exposant positif modéré, caractéristique d'un comportement où la mobilisation des sédiments croît avec le débit de manière non linéaire.

Le diagramme de dispersion met en évidence une hétérogénéité marquée, particulièrement prononcée pour les débits compris entre 0,01 et 10 m³/s, où les concentrations

varient sur plusieurs ordres de grandeur (de moins de 1 g/L à plus de 400 g/L). Cette dispersion traduit probablement l'existence de mécanismes de transport différenciés selon les conditions hydrologiques antécédentes et la saisonnalité des processus érosifs. Les valeurs élevées de concentration associées à des débits relativement modestes suggèrent des phénomènes de premier flux (first flush), typiques des crues automnales où l'accumulation de matériaux facilement mobilisables durant la saison sèche favorise un épuisement rapide du stock sédimentaire disponible.

La faible valeur du R^2 global souligne la nécessité d'une approche par stratification saisonnière pour mieux appréhender la complexité de la dynamique hydrosédimentaire du bassin versant, mettant en évidence l'importance de considérer l'hétérogénéité temporelle des sources sédimentaires dans la modélisation des flux solides.

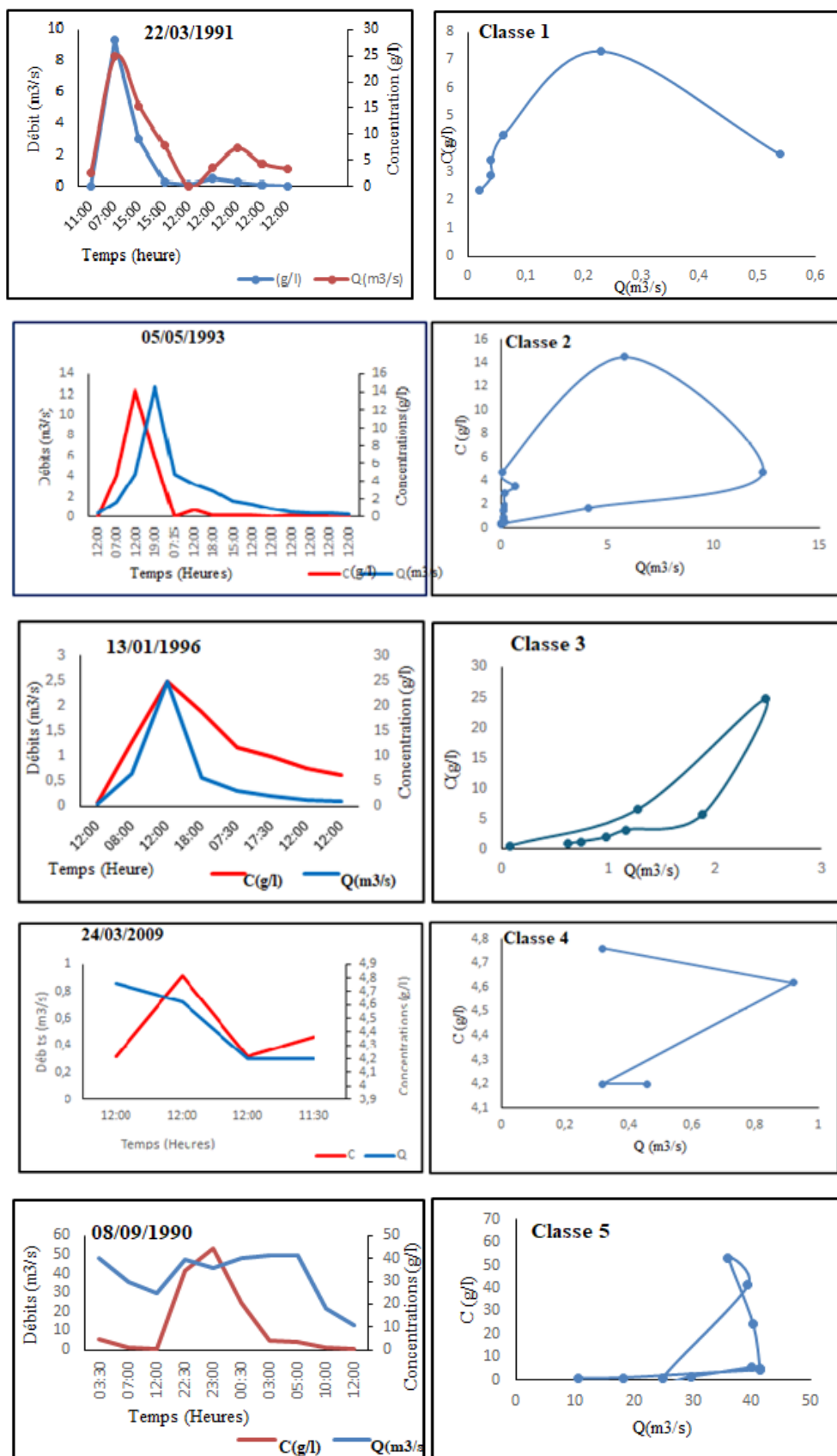
4.2. Analyse des événements crues et les courbes hystérésis

Le terme de crue fait référence à un événement hydrologique complet, avec une montée de crue et une décrue. Parmi les 56 crues sélectionnées dans cette étude sur une période de 24 ans (1987-2011), soit 23 en Automne, 15 en Printemps, et 18 en Hiver (Tableau 42).

Cette répartition reflète le régime méditerranéen du bassin versant de l'Isser, avec une concentration des événements pluvieux et des crues pendant la saison humide (Automne-Hiver).

Tableau 44 : Distribution saisonnière des crues et leur appartenance aux différentes classes d'hystérésis

Saison	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Classe 4	Classe 5	Classe 6	Classe 7	Total	% par rapport au total
Automne	4 (7,1%)	6 (10,7%)	2 (3,6%)	4 (7,1%)	3 (5,4%)	4 (7,1%)	0	23	41,1%
Hiver	5 (8,9%)	5 (8,9%)	3 (5,4%)	2 (3,6%)	0	1 (1,8%)	2 (3,6%)	18	32,1%
Printemps	5 (8,9%)	7 (12,5%)	2 (3,6%)	0	0	0	1 (1,8%)	15	26,8%
Été	0	0	0	0	0	0	0	0	0%
Total	14 (25%)	18 (32,1%)	7 (12,5%)	6 (10,7%)	3 (5,4%)	5 (8,9%)	3 (5,4%)	56	100%



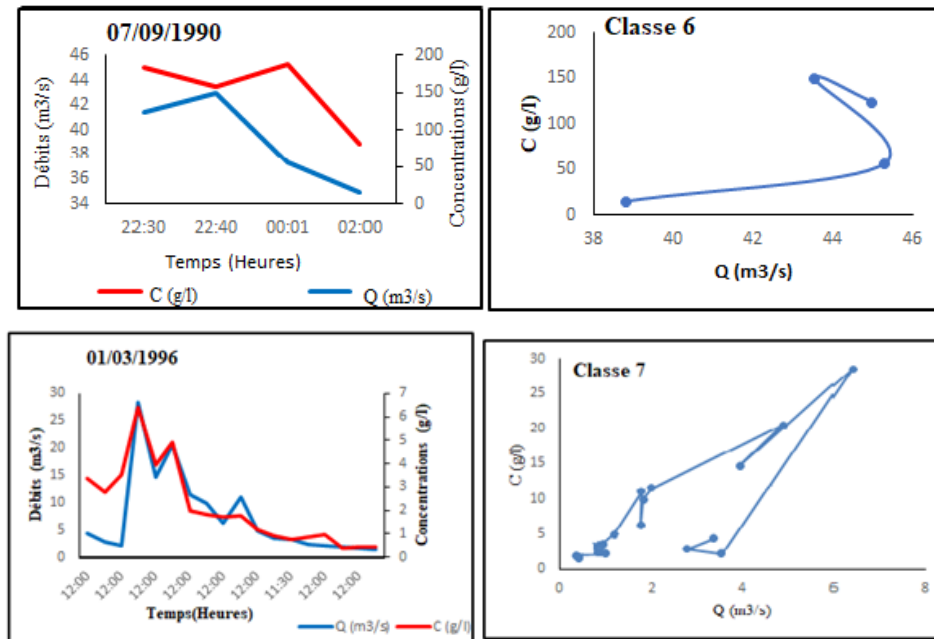


Figure 52 : Variations temporelles des concentrations en MES et des débits liquides pour des crues représentatives, accompagnées des courbes C-Q illustrant le sens de l'hystérésis (dextre ou senestre).

Interprétation des relations C-Q selon les sept classes d'hystérésis

L'analyse des 56 crues identifiées dans la série hydrologique du bassin de l'Isère révèle une grande diversité de comportements dans les relations concentration-débit (C-Q) (figure 52). Cette variabilité se structure en sept classes typologiques, chacune associée à des processus érosifs et hydrodynamiques distincts. La répartition saisonnière met en évidence des comportements différenciés selon les conditions hydrologiques du bassin.

Classe 1 – Relations linéaires (37,5 % des crues)

Les crues de classe 1, principalement observées en automne, hiver et printemps, se caractérisent par une relation C-Q quasi linéaire. Ce type de comportement traduit un ruissellement régulier sur des sols déjà humides ou modérément saturés. L'érosion mécanique et le transport solide sont proportionnels au débit, reflétant une dynamique simple : l'augmentation du débit entraîne une augmentation régulière de la charge solide en suspension.

Classe 2 – Hystérésis dextre (14 %)

Les crues de classe 2 se produisent majoritairement en automne. Le pic de concentration en MES précède celui du débit liquide, indiquant une mobilisation rapide des sédiments superficiels. Ce phénomène peut résulter :

- De la remise en suspension des sédiments accumulés lors de crues précédentes,
- D'un ruissellement de surface intense dès les premières pluies,
- Ou de la proximité de sources sédimentaires par rapport à la station.

Classe 3 – Hystérésis senestre (14 %)

Dans cette classe, fréquente en hiver, le maximum de concentration apparaît après le pic de débit. Ce décalage suggère une origine plus distante des sédiments ou une érosion progressive des versants. Il reflète un temps de transfert nécessaire pour que les matériaux argileux ou marneux situés en amont atteignent le cours d'eau principal.

Classe 4 – Hystérésis dextre fermée (14 %)

Les crues de classe 4, observées surtout en hiver, présentent une boucle dextre fermée. Elles traduisent deux phases successives :

- Remise en suspension des sédiments stockés dans le lit,
- Phase linéaire où la concentration devient proportionnelle au débit.

Ce comportement illustre le rôle central du chenal dans la dynamique sédimentaire.

Classe 5 – Courbes en “huit” ouvert (7 %)

Les crues de classe 5, observées en automne et printemps, reflètent des processus érosifs successifs : mobilisation initiale des sédiments présents dans le lit suivi d'un apport supplémentaire provenant soit du lit érodé, soit de contributions amont importantes. La forme en “huit” traduit donc un double apport sédimentaire.

Classe 6 – Courbes en “huit” fermé (7 %)

Les crues de classe 6, principalement en automne, présentent deux pics de concentration, le second survenant juste après le débit maximal. Ce comportement indique un apport massif de sédiments provenant des versants ou de zones fortement érodables, avec un système réagissant en deux temps : mobilisation locale puis arrivée de matériaux distants.

Classe 7 – Relations en deux phases (5 %)

Les crues de classe 7, les moins fréquentes, montrent une dynamique en deux étapes :

- Une première phase dominée par la mobilisation des sédiments déjà présents dans le chenal, suivie d'une baisse des débits accompagnée d'une augmentation de la concentration, formant le nœud caractéristique de cette classe. Ce type de réponse traduit une dynamique complexe du bassin, où l'interaction entre hydraulique et disponibilité des matériaux évolue de manière dissociée.

En résumé, les résultats montrent une variation nette du comportement sédimentaire selon les saisons et les conditions hydrologiques. Les classes dominantes (1, 2 et 3) reflètent des processus simples de ruissellement et de mobilisation locale, tandis que les classes 5 et 6 indiquent des dynamiques plus complexes avec des apports multiples. Cette typologie fournit un outil précieux pour comprendre l'origine, le timing et l'intensité des apports sédimentaires lors des épisodes de crue du bassin de l'Isère.

4.3. Dynamique hydro-sédimentaire et variabilité des apports liquides et solides

La durée moyenne des 56 crues sélectionnées pour cette étude s'établit à 3,5 jours. Selon la définition classique des hydrogrammes proposée dans les ouvrages fondamentaux d'hydrologie (Chow et al., 1988 ; Ponce, 1989), Celle-ci est calculée depuis le début de la montée de crue ($t_{\text{début}}$) jusqu'au retour au débit de base (t_{fin}) :

Pour chaque événement, la durée de crue a été calculée à partir du début de l'augmentation du débit ($t_{\text{début}}$) jusqu'au retour au débit de base (t_{fin}),

$$D_i = t_{\text{fin}} - t_{\text{début}} [\text{en jours}]$$

Où D_i représente la durée de la crue i . La durée moyenne des crues est ensuite obtenue par :

$$D_{\text{moyenne}} = \frac{\sum_{i=1}^{56} D_i}{56} \approx 3,5 \text{ jours}$$

Pour évaluer la contribution de chaque classe de crue aux débits maximaux et au transport solide, les formules suivantes ont été utilisées :

Pourcentage du débit maximal total par classe :

$$\%Q_{\text{classe}} = \frac{\sum Q_{\text{max, classe}}}{\sum Q_{\text{max, total}}} \times 100$$

Pourcentage du transport solide par classe (basé sur la proportion du débit maximal,

$$\%Ts_{\text{classe}} \approx \text{proportion du débit maximal de la classe} \times 100$$

L'analyse de la répartition des crues selon leur classe d'hystérésis révèle une organisation hiérarchique marquée du fonctionnement hydrosédimentaire du bassin versant (tableau 43).

- **La classe 1**, bien que numériquement dominante avec 23 événements (41 % du total), ne mobilise que 6,4 % du débit maximal cumulé et contribue faiblement au transport solide (6 %). Ces crues fréquentes mais de faible magnitude exercent donc une action géomorphologique limitée.
- **Les classes intermédiaires 2 à 5**, totalisant 26 événements (46 % du corpus), présentent une efficacité hydrosédimentaire nettement supérieure. Elles génèrent collectivement 41,8 % des débits maximaux et assurent 42 % du transport solide. Ces crues constituent le seuil de transition à partir duquel l'activité érosive devient véritablement effective, marquant ainsi le passage d'un régime hydrologique ordinaire à un régime géomorphologiquement efficace.
- **Les classes supérieures 6 et 7** se distinguent par leur caractère exceptionnel. Malgré leur rareté (7 événements seulement, soit 12,5 % du total), elles concentrent plus de la moitié de l'énergie hydrologique avec 51,8 % des débits maximaux cumulés et assurent 51 % du transport sédimentaire total. Ces événements extraordinaires s'imposent comme les véritables agents du façonnement morphologique du bassin.

Cette distribution confirme le concept de "magnitude-fréquence" propre aux bassins méditerranéens : alors que les crues ordinaires (classes 1-3) représentent 70 % des événements

mais seulement 27,5 % du débit total, les crues exceptionnelles (classes 6-7) exercent un contrôle dominant sur l'évolution géomorphologique du système, illustrant ainsi le rôle disproportionné des événements rares mais intenses dans la dynamique hydrosédimentaire.

Tableau 45 : Débit maximal et transport solide par classe pour les 56 crues (1987–2011)

Classe	N° Crues	Somme Qmax (m³/s)	% du débit maximal total	% approximatif du transport solide
1	23	129.8	6.4 %	6 %
2	9	257	12.8 %	13 %
3	7	167.09	8.3 %	8 %
4	7	243.5	12.1 %	12 %
5	3	173.26	8.6 %	9 %
6	5	571.88	28.4 %	28 %
7	2	470.64	23.4 %	23 %
Total	56	2013.17	100 %	100 %

4.4. Apports des crues

L'analyse des 56 crues recensées sur la période étudiée met en évidence une variabilité significative des volumes écoulés (tableau 44), allant de 0,04 Mm³ pour les événements les plus faibles à 65,98 Mm³ pour les crues majeures. Le volume total cumulé, estimé à 221,348 Mm³, traduit l'importance prépondérante des crues dans le bilan hydrique du bassin, avec une moyenne des volumes par crue de 4,71 Mm³, ce qui reflète une contribution globale dominée par quelques événements exceptionnels.

L'examen des volumes montre que la contribution des crues au régime hydrologique n'est pas homogène. Les crues de faible ampleur sont numériquement majoritaires, mais l'essentiel du volume total est généré par un nombre limité de crues majeures, concentrées sur des périodes particulièrement actives sur le plan hydrologique. Cette distribution révèle un fonctionnement hétérogène du bassin : certaines crues prolongées, souvent associées à une saturation importante des sols et à des précipitations persistantes, représentent une part disproportionnée de l'écoulement global, tandis que de nombreux événements fréquents demeurent peu efficaces sur le plan hydrologique.

Ces résultats montrent que la réponse du bassin dépend principalement de l'intensité et de la persistance des apports pluviométriques plutôt que du seul débit de pointe. Les crues volumineuses, bien que rares, jouent un rôle structurant dans le régime des écoulements, tandis que les événements plus fréquents ont une influence limitée. L'intégration de la moyenne des volumes souligne que, malgré la prédominance des crues faibles, la dynamique hydrologique du bassin est largement gouvernée par les événements extrêmes. Cette organisation hétérogène confirme l'importance cruciale de considérer les crues majeures dans la gestion des ressources en eau et l'évaluation des risques hydrologiques.

Tableau 39 : Volume des crues de bassin Isser (1987-2011)

N° Crue	Date début	Date fin	Débit max (m³/s)	Volume en Mm³	Apport solide (tonne)
1	19/03/1989	25/03/1989	170.44	9,95	115182,94
2	27/04/1989	27/04/1989	4.77	0,209	3520,93
3	04/01/1990	05/01/1990	28.44	2,386	12514,01
4	14/01/1990	15/01/1990	3.90	2,386	4067,95
5	12/05/1990	14/05/1990	9.26	1,080	250,72
6	07/09/1990	08/09/1990	148.80	2,373	27179,69
7	08/09/1990	09/09/1990	53.20	2,373	24 692,82
8	10/12/1990	12/12/1990	4.40	0,409	2907,09
9	02/03/1991	04/03/1991	27.94	2,098	7893,32
10	14/03/1991	20/03/1991	442.20	24,796	298592,75
11	22/03/1991	05/04/1991	24.8	9,58	25579,68
12	06/04/1992	17/04/1992	23.28	3,534	6155,18
13	05/05/1992	15/05/1992	46.46	2,946	21489,84
14	06/05/1993	09/05/1993	14.50	1,801	4597,06
15	01/10/1994	02/10/1994	53.82	1,389	12471,86
16	13/11/1994	14/11/1994	49.50	0,757	53241,01
17	02/03/1995	02/03/1995	5.25	1,350	1097,32
18	13/03/1995	24/03/1995	75.70	7,844	92519,47
19	06/12/1995	06/12/1995	17.10	0,312	0,02
20	13/01/1996	15/01/1996	24.78	0,96	0,02
21	27/02/1996	01/03/1996	4.63	1,132	0,04
22	08/03/1996	25/03/1996	28.44	12,409	0,63
23	17/09/1997	20/09/1997	10.36	0,578	0,82
24	28/09/1997	30/09/1997	9.94	1,51	0,42
25	06/10/1997	10/10/1997	295.4	65,98	0,31
26	16/03/1999	18/03/1999	24.98	1,331	0,59
27	27/03/1999	30/03/1999	3.82	0,552	0,00
28	27/09/1999	27/09/1999	147.30	1,625	232,27
29	23/10/2000	24/10/2000	31.48	1,285	0,29
30	15/11/2000	18/11/2000	23.80	4,038	2,56
31	14/01/2001	15/01/2001	3.97	0,236	0,15
32	29/01/2001	06/02/2001	48.28	5,133	0,85
33	28/02/2001	09/03/2001	44.82	6,037	0,23
34	10/10/2001	10/10/2001	105.80	1,869	1,53
35	10/11/2001	12/11/2001	66.24	3,754	1,44
36	09/10/2002	09/10/2002	4.16	0,144	356,15
37	10/01/2003	12/01/2003	9.92	0,645	0,03

38	16/02/2003	18/02/2003	5.28	0,572	0,00
39	11/11/2003	11/11/2003	94.28	0,575	4,98
40	10/12/2003	13/12/2003	10.00	1,131	0,06
41	16/03/2004	18/03/2004	26,41	2,53	0,07
42	27/09/2005	27/09/2005	24.71	0,764	13,93
43	19/10/2005	19/10/2005	11.20	0,131	6,58
44	04/10/2007	04/10/2007	12.40	0,178	1 017,61
45	29/10/2007	30/10/2007	14.00	0,506	0,11
46	16/10/2008	19/10/2008	3.50	0,64	1 407,43
47	25/10/2008	27/10/2008	33.48	1,093	0,52
48	29/10/2008	29/10/2008	3.78	0,04	0,03
49	06/11/2008	18/11/2008	3.50	2,172	205,83
50	25/11/2008	28/11/2008	3.50	0,385	0,13
51	01/12/2008	03/12/2008	15.72	2,196	0,87
52	15/12/2008	19/12/2008	31,15	7,746	2 393,10
53	03/01/2009	04/01/2009	14	0,985	0,20
54	05/01/2009	13/01/2009	21.70	7,283	0,26
55	12/02/2009	28/02/2009	11.40	9,258	1 187,90
56	06/03/2009	30/03/2009	19.19	13,809	0,16
Somme				221,348	690092,91
Max				65,98	298592,75
Min				0,04	0,00
Moyenne				4,71	13531,23

5. Conclusion

Dans cette région hydro-climatique, les crues constituent le moteur principal de l'érosion et du transport fluvial. L'analyse des 56 crues recensées entre 1987 et 2011 a permis d'établir une typologie en sept classes, fondée sur les relations concentration-débit (C-Q). La classe 1 se caractérise par des relations linéaires ou de type puissance, tandis que les classes 2 à 7 mettent en évidence des phénomènes d'hystérésis (dextres, senestres ou complexes), reflétant la diversité des mécanismes d'érosion et de transport sédimentaire selon la saison et l'intensité des crues.

L'examen des volumes écoulés illustre une dynamique fortement contrastée : si les crues de faible amplitude sont les plus fréquentes, ce sont les événements majeurs, rares mais puissants, qui dominent le bilan hydrique du bassin. Avec un volume total cumulé de **221,348 Mm³** et une moyenne de **4,71 Mm³** par crue, il apparaît clairement que la réponse du bassin dépend moins des crues fréquentes et modérées que de ces épisodes extrêmes prolongés, souvent associés à une saturation importante des sols et à des précipitations persistantes.

Sur le plan sédimentaire, les apports solides moyens s'élèvent à 13 531,23 tonnes par crue, soit une dégradation spécifique de 11,86 t/km²/an, traduisant une érosion active des versants du bassin de l'Isser. À l'image des volumes liquides, cette charge sédimentaire est dominée par un nombre restreint de crues exceptionnelles, confirmant leur rôle déterminant dans le bilan érosif global.

Ces résultats révèlent un fonctionnement non homogène et profondément hétérogène du bassin, où quelques crues structurantes façonnent le transport sédimentaire et l'écoulement global. Cette compréhension met en évidence la nécessité de considérer ces événements majeurs dans la gestion intégrée des ressources en eau et dans l'évaluation des risques hydrologiques, afin de traduire fidèlement la complexité et la singularité du régime hydrologique de la région.

Chapitre 5 : Cartographie et calcul de l'érosion hydrique (USLE)

1. Introduction

La présente investigation scientifique est centrée sur l'évaluation quantitative et la spatialisation de l'érosion hydrique au sein du bassin versant d'oued Isser. Pour atteindre cet objectif, l'Universal Soil Loss Equation (USLE), dans sa version initialement établie, sera mobilisée comme cadre méthodologique pour l'estimation des pertes en sol. L'approche cartographique des processus érosifs s'impose comme une prémisse indispensable à la conception et à la mise en œuvre de politiques de gestion et de conservation des sols (Vogt, 1991). Une telle spatialisation est cruciale car elle permet un diagnostic multidimensionnel : elle identifie les facteurs déclencheurs, quantifie l'intensité actuelle et, par extrapolation, offre une perspective sur les trajectoires évolutives du risque. De plus, la cartographie fournit un support privilégié pour l'analyse des interdépendances entre les multiples variables qui pilotent la dynamique érosive (Okoth, 2003). L'origine de la modélisation des pertes en terre remonte aux contributions fondatrices de Zingg (1940). Néanmoins, c'est l'année 1957 qui marque un tournant décisif avec l'introduction par Wischmeier et Smith du premier modèle mathématique intégré d'estimation quantitative, connu sous le nom d'Équation Universelle de Perte en Sol (USLE).

2. Objectifs

Les objectifs assignés à ce travail de recherche s'articulent autour de deux axes complémentaires. Il s'agit d'abord, sur le plan méthodologique, d'explorer les possibilités d'adaptation de l'USLE (Universal Soil Loss Equation), formulée par Wischmeier et Smith (1960, 1978), aux contextes géographiques marqués par une disponibilité limitée de données climatiques, notamment l'absence d'informations relatives à l'intensité des précipitations. La stratégie adoptée repose sur l'utilisation d'un indice d'érosivité pluviométrique (Renard et Freimund, 1994) en substitution du paramètre classique, et sur l'incorporation de données granulométriques obtenues par échantillonnage et analyse pédologique in situ. L'ensemble de la chaîne de traitement bénéficie d'une intégration avec les outils de géomatique (SIG), permettant d'optimiser l'analyse spatiale à chaque étape.

Le second objectif consiste en la mise en œuvre de cette méthodologie sur un périmètre d'étude de faible étendue mais caractérisé par une forte variabilité des conditions environnementales, en vue de produire une cartographie détaillée des taux d'érosion. Cette approche innovante devrait permettre d'affiner significativement la compréhension des dynamiques érosives par rapport aux études antérieures réalisées sur ce bassin versant.

3. Méthodes

Cette étude s'appuie sur une approche par modélisation pour évaluer le risque d'érosion des sols. Tel que mentionné précédemment, l'accessibilité des données constitue une contrainte méthodologique significative dans l'évaluation des risques érosifs aux échelles régionale et nationale.

Le développement du modèle USLE (Universal Soil Loss Equation) par Wischmeier et Smith en 1958 marque une étape décisive dans la modélisation quantitative de l'érosion hydrique des sols. Cette approche empirique a fait l'objet d'une révision majeure en 1978,

aboutissant au modèle RUSLE. L'architecture de ce modèle repose sur une équation multiplicative combinant cinq facteurs (figure 53) :

$$A = R * K * L * S * C * P$$

Où :

A : Perte moyenne en sol (annuelle)

R : Facteur d'érosivité des précipitations

K : Facteur d'érodibilité du sol

L : Indice de pente S : Facteur de longueur de pente

C : Facteur d'exploitation du couvert

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

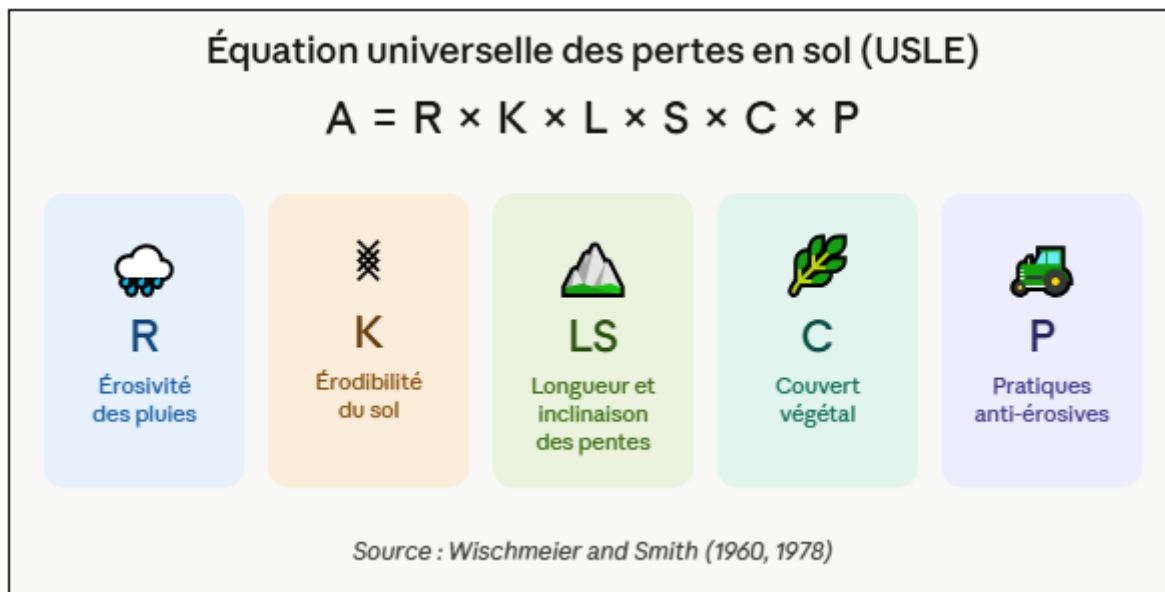


Figure 53 : Représentation de l'équation USLE

Bien que l'USLE bénéficie d'une reconnaissance internationale due à sa facilité de mise en œuvre et à sa robustesse, ce modèle comporte des limites qu'il convient de souligner. Conçu pour l'estimation des taux d'érosion annuels moyens sur des parcelles agricoles, il ne permet d'appréhender que l'érosion diffuse en nappe, excluant par conséquent l'érosion concentrée (ravinement) et les phénomènes gravitaires. On peut également noter que la structure du modèle confère une importance prépondérante au facteur topographique relativement aux autres variables explicatives. Enfin, le cadre géographique dans lequel ce modèle a été élaboré, les conditions pédo-climatiques nord-américaines, impose une nécessaire adaptation pour son application aux environnements méditerranéens, ainsi que l'ont démontré les travaux de Cormary et Masson (1964).

La méthodologie déployée repose sur la création d'une base de données numériques géospatiales, intégrée dans un environnement SIG, en vue de produire une cartographie du risque érosif. Cette finalité a été atteinte selon les étapes suivantes :

Le processus de modélisation s'est articulé autour de deux phases principales.

3.1.Préparation et Traitement Géomatique des Données USLE

La première phase a consisté à traiter et à préparer l'ensemble des données requises par le modèle USLE pour générer les couches d'information thématiques. Un effort de géoréférencement rigoureux (utilisant la projection conique conforme de LAMBERT) et de calage précis (selon le système de coordonnées local) a été effectué pour assurer la cohérence spatiale. L'étape cruciale suivante a été la conversion de ces cartes thématiques au format Raster, permettant ainsi d'attribuer une valeur numérique spécifique à chaque maille (pixel) du territoire d'étude. Les zones non pertinentes pour l'analyse de l'érosion hydrique telles que les cultures sous abri, les affleurements rocheux, les plans d'eau et les zones urbanisées ont été systématiquement exclues du périmètre d'analyse.

Cet organigramme (figure 54) illustre la chaîne de traitement adoptée pour l'estimation et la spatialisation de l'érosion hydrique, depuis l'acquisition des données climatiques, pédologiques, topographiques et d'occupation du sol jusqu'à la combinaison spatiale des cinq facteurs de l'USLE (R, K, LS, C et P) dans un environnement SIG. Le résultat final correspond à une cartographie des pertes moyennes annuelles en sol, exprimées en $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$, permettant l'identification des zones à risque érosif élevé et constituant un outil d'aide à la gestion et à la conservation des sols en contexte semi-aride méditerranéen.

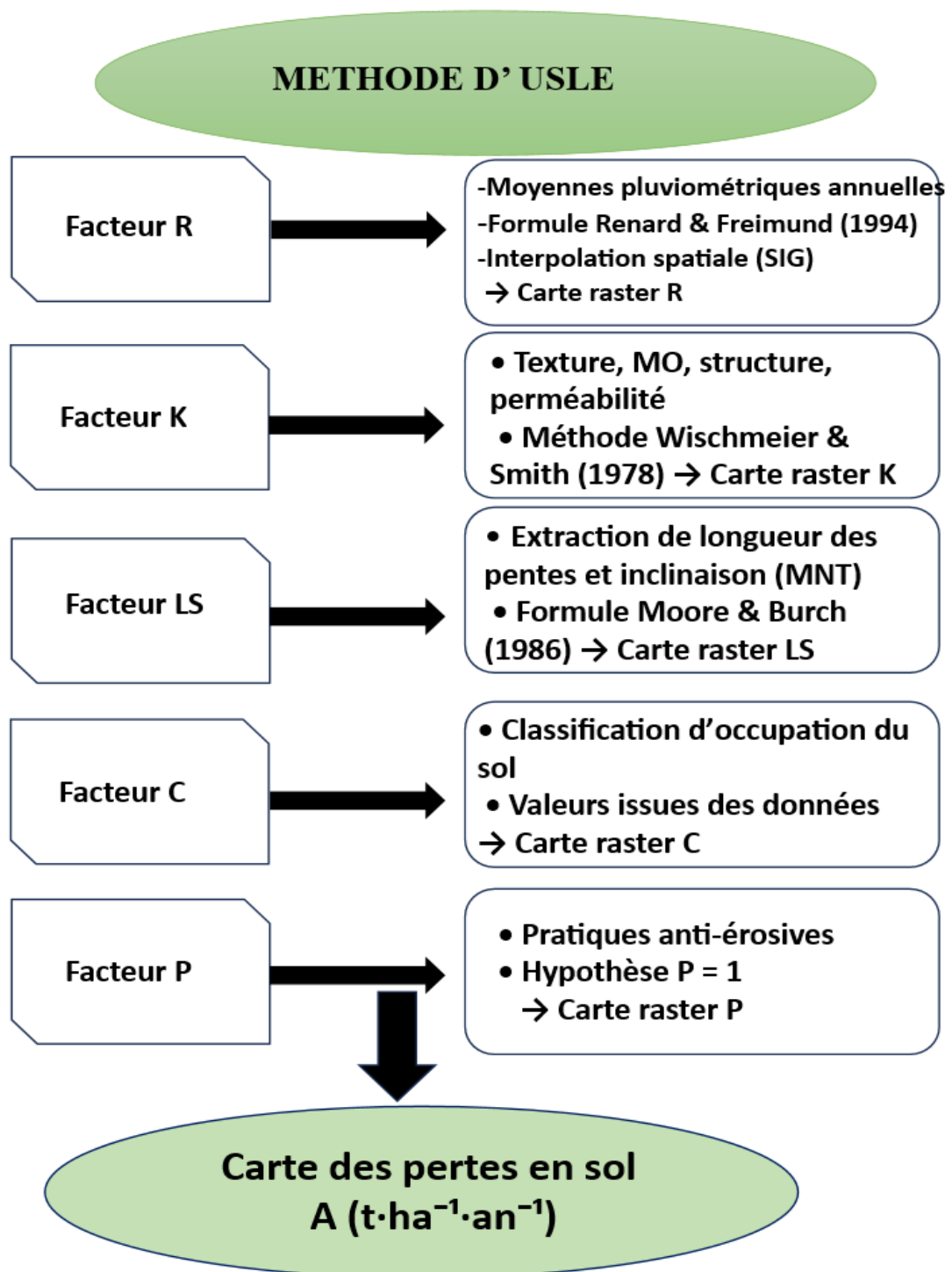


Figure 54 : Organigramme méthodologique de mise en œuvre de l'équation universelle de perte en sol (USLE) appliquée au bassin versant d'oued Isser.

3.2. Quantification et Spatialisation de l'Érosion hydrique

La seconde phase a porté sur la quantification de l'érosion hydrique par la combinaison spatiale des couches raster des différents facteurs USLE : l'agressivité climatique (R), l'érodibilité du sol (K), la topographie (LS), l'occupation des sols (C) et les pratiques anti-érosives (P). L'application du modèle USLE a fourni une distribution spatiale des pertes en terre à l'échelle du pixel, exprimée en $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$.

La démarche méthodologique adoptée nécessite la mobilisation de données relatives aux différents facteurs contrôlant les processus érosifs. La réalisation de cette étude s'appuie sur l'exploitation des documents cartographiques suivants :

➤ **Données cartographiques et climatiques :**

- a) La carte géologique de Tlemcen au 1/50 000
- b) La carte topographique de Bensekrane au 1/25 000
- c) La carte des sols d'Algérie à l'échelle 1/500000
- d) Les précipitations à partir des données pluviométriques

3.2.1. Indice d'érosivité potentielle des précipitations (R) :

L'agressivité climatique constitue un facteur déterminant dans l'intensification des processus érosifs, conférant aux conditions météorologiques un pouvoir dégradant majeur (BouKheir, 2001). L'impact des précipitations se traduit par l'augmentation des forces motrices responsables du détachement des particules du sol. Le facteur R quantifie le potentiel érosif des pluies. L'intensité et l'énergie cinétique des précipitations représentent les paramètres clés gouvernant les pertes en terre. Wischmeier et Smith (1978) ont proposé l'expression suivante pour calculer l'érosivité pluviométrique d'un événement pluvieux :

$$R = KE * I_{30}$$

KE = l'énergie cinétique des gouttes de pluie en Joules.

I = l'intensité maximale de la pluie pendant 30 minutes consécutives exprimée en mm / h.

L'irrégularité temporelle des données climatiques disponibles constitue une contrainte majeure à l'application de cette équation. Toutefois, plusieurs travaux antérieurs (Payet et al., 2011 ; Morschel et Fox, 2004 ; Sadiki et al., 2004) ont eu recours à des formulations alternatives reposant sur des moyennes pluviométriques mensuelles et annuelles, développées par Renard et Freimund (1994), Arnoldus (1980), Heusch (1970), Kalmen (1970) et Fournier (1960), dans le cadre de l'implémentation du modèle USLE. Face à la disponibilité limitée des données climatiques, nous avons opté pour le calcul de l'indice d'agressivité R à partir de la formulation de Renard et Freimund, qui établit une corrélation entre le facteur R et la pluviométrie annuelle moyenne (P) :

$$R = 0.0483P^{1.610}, \quad \text{si } P \leq 850 \text{ mm}$$

$$R = 0.004105P^2 - 1.249P + 587, \quad \text{si } P > 850 \text{ mm}$$

Pour cartographier les précipitations moyennes mensuelles dans notre zone d'étude, nous avons exploité les données de sept stations hydrométriques (tableau 48), L'interpolation de ces données a été effectuée par la méthode disponible dans QGIS version 3.34.1., en utilisant un modèle numérique de terrain. Nous avons ensuite appliqué la formule de Renard et Freimund à cette distribution pluviométrique pour obtenir une carte raster de l'indice d'agressivité des pluies. Les valeurs calculées s'échelonnent de 338.88 à 1479.692 selon les pixels (Tableau 45 et Figure 55).

Tableau 40 : Paramètres morphométriques et agressivité des pluies dans le bassin versant -synthèse des stations de mesure

Code	Station	X	Y	Z	Précipitation	Facteur R(MJ.mm/ha.h.an)
160614	Sidi Aissa	677139,97	3878192,01	380	244,84	338,881
160702	Bensekrane	667539	3883897	248,29	390,3	717,958
160613	Sid-Abdelli	680926,53	3878031,21	323	380,44	688,982
160601	Oued Chouly	670523,92	3859273,44	747	425,67	825,572
160607	Ouled Mimoun	668812,78	3855991,75	718	356,96	621,820
160705	Tlemcen	654625,42	3862207,38	1076	378,2	682,462
160701	Meffrouche	654495,67	3857541,65	1010	611,61	1479,692

D'après la carte de répartition du facteur d'érosivité des pluies (facteur R) dans la zone d'étude, il apparaît clairement que les valeurs de l'indice augmentent du Nord vers le Sud, et non du Sud vers le Nord. Dans son ensemble, la zone d'étude présente une agressivité des pluies annuelle relativement élevée avec une moyenne de **765,05** [MJ.mm/ha.h.an]. Les valeurs annuelles moyennes de l'indice R varient entre 338,88 [MJ.mm/ha.h.an] à Sidi Aissa et 1479,69 [MJ.mm/ha.h.an] à Meffrouche. La carte révèle cinq classes d'érosivité : les zones à faible agressivité ($R \leq 600$) occupent la partie Nord-centrale ; les secteurs à érosivité modérée (600-700) et forte (700-800) s'étendent en bandes de transition ; tandis que les classes supérieures à 800 et notamment > 900 [MJ.mm/ha.h.an] dominant le Sud montagneux. Cette répartition reflète l'influence déterminante du relief sur l'agressivité pluviométrique et souligne la nécessité de cibler en priorité les secteurs montagneux dans les stratégies de conservation des sols.

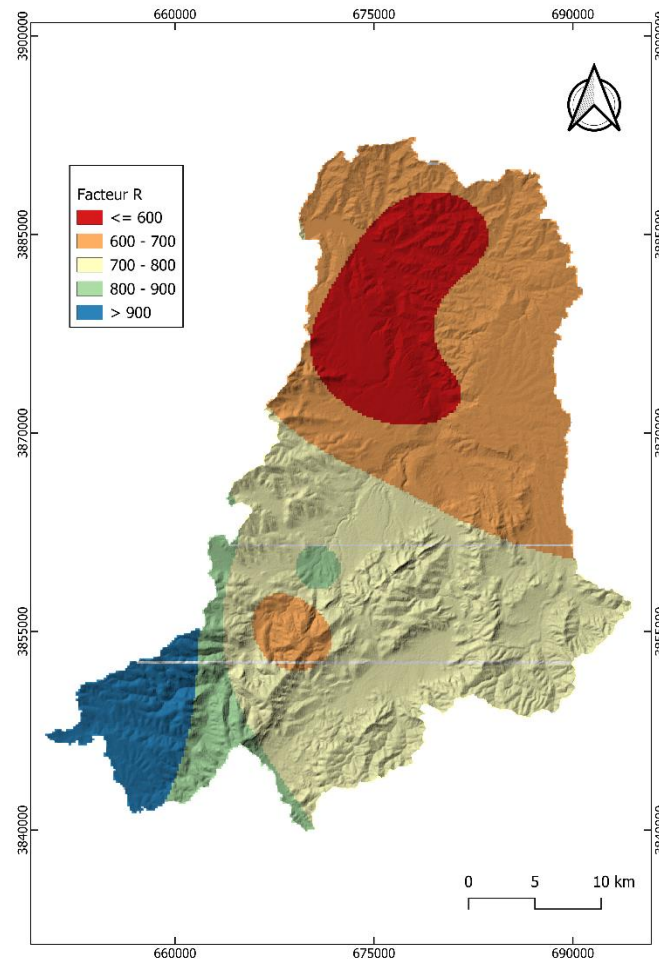


Figure 55 : la carte d'érosivité du bassin versant d'oued Isser.

3.2.2. L'érodibilité du sol (K)

Chaque type de sol présente une résistance spécifique face aux agents érosifs, résistance caractérisée par l'indice d'érodibilité K. La susceptibilité à l'érosion par l'eau varie considérablement entre les différentes formations pédologiques. Les travaux d'El Hafid et al. (2018) ont permis d'établir ce facteur K à partir de plusieurs indicateurs intrinsèques du sol, l'unité retenue étant le t.h/ha.MJ.mm. Dans le contexte méditerranéen, la suppression du couvert végétal amorce la dégradation des sols, processus que l'interruption des apports en matière organique ne fait qu'aggraver (Roose et al., 2012).

Le substrat rocheux exerce une influence à deux niveaux : il conditionne à la fois le comportement hydrologique du cours d'eau et l'intensité des processus d'érosion ainsi que le transit sédimentaire (Tourki, 2011).

La résistance à l'érosion repose sur trois paramètres clés : le potentiel d'infiltration, les propriétés de rétention et la résistance au détachement particulaire. Lorsque l'infiltration s'opère efficacement et que les matériaux présentent une cohésion substantielle, le sol oppose une meilleure résistance au ravinement et à l'ablation. À l'inverse, une faible proportion argileuse accentue la vulnérabilité érosive. Des teneurs importantes en fractions limoneuses et sableuses

finances compromettent la stabilité structurale, rendant le sol davantage perméable aux contraintes climatiques. Par ailleurs, la matière organique constitue un facteur protecteur majeur en améliorant les attributs physiques et chimiques du sol (agrégation, stabilité architecturale, porosité), en augmentant son potentiel de stockage hydrique et en consolidant sa résistance face à l'érosion (El Hage Hassan, 2011 ; Barthès et al., 1998). La caractérisation de ces paramètres a nécessité le croisement de plusieurs sources d'information. La carte topographique au 1/50 000, la carte des sols d'Algérie au 1/500000 et la carte géologique. Cette documentation décrit en détail les propriétés des différentes unités de sol présentes.

Notre approche s'est enrichie de la consultation d'ouvrages de référence sur la pédologie algérienne (Boucena, 1981 ; Brabant, 1971) et du système de classification de la FAO (1995). Les bases de données régionales (SOTER Algérie, FAO/ISRIC) ont été exploitées parallèlement aux analyses locales menées par l'INRAA et l'Université de Tlemcen. Et enfin, l'inventaire des sols du nord-ouest de l'Algérie. Ce document présente un inventaire des sols de la région, indiquant que les sols sont de texture moyenne, alcalins, non salés, saturés en calcium, moyennement riches en matière organique et nécessitant des apports en engrais phosphatés.

Les cartes d'occupation du sol ont permis d'affiner l'évaluation des teneurs en matière organique, particulièrement dans les zones à usage agricole.

Le facteur **K** a été déterminé selon l'approche méthodologique développée par Wischmeier et Smith (1978), qui mobilise des informations sur la granulométrie, la matière organique, la perméabilité et la structure du sol

$$100K = 2,1 \cdot M^{1,14} \cdot 10^{-4} (12 - a) + 3,25 (b - 2) + 2,5 (c - 3)$$

M = facteur granulométrique = (% limon + % sable très fin) (100) - % argile)

a = matière organique

b = code de la structure du sol

c = code de la classe de perméabilité.

Quatre formations lithologiques composent le substrat de notre secteur d'étude (Tableau 46).

Pour élaborer la carte pédologique du bassin versant (Figure 56), nous avons utilisé comme document de base la carte des sols de la région oranaise au 1/500 000.

La valeur moyenne du facteur K (0,251 t·ha·h/ha·MJ·mm) reflète l'hétérogénéité pédologique du bassin versant. Les sols calcaires, qui dominent largement le territoire (68,24%), présentent une érodibilité modérée (K = 0,23) et contribuent ainsi à modérer la sensibilité globale du bassin à l'érosion. En revanche, les sols alluviaux, bien que nettement plus érodibles (K = 0,35), n'occupent qu'une fraction limitée de la surface (22,52%) et exercent donc une influence moindre sur la valeur moyenne du facteur d'érodibilité.

Tableau 48 : Répartition des types de sols et évaluation de leur érodibilité dans le bassin versant

Classe	Nature du sol	Type de sol correspondant	Érodibilité	Surface (%)	Surface (ha)	K (t·ha·h/ha·MJ·mm)	K×S
1	Bancs de dolomie, calcaires sublithographiques	Sols calcaires	Modérée	68,24	77 794	0,23	17 893
2	Grès et poudingues	Sols sablonneux	Modérée	0,93	1 060	0,20	212
3	Alluvions pliocènes, alluvions anciennes	Sols alluviaux	Forte	22,52	25 673	0,35	8 986
4	Marnes, argiles gypsifères, argile et grès	Sols bruns	Faible	8,31	9 473	0,16	1 516
TOTAL				100,00	114 000		28 607

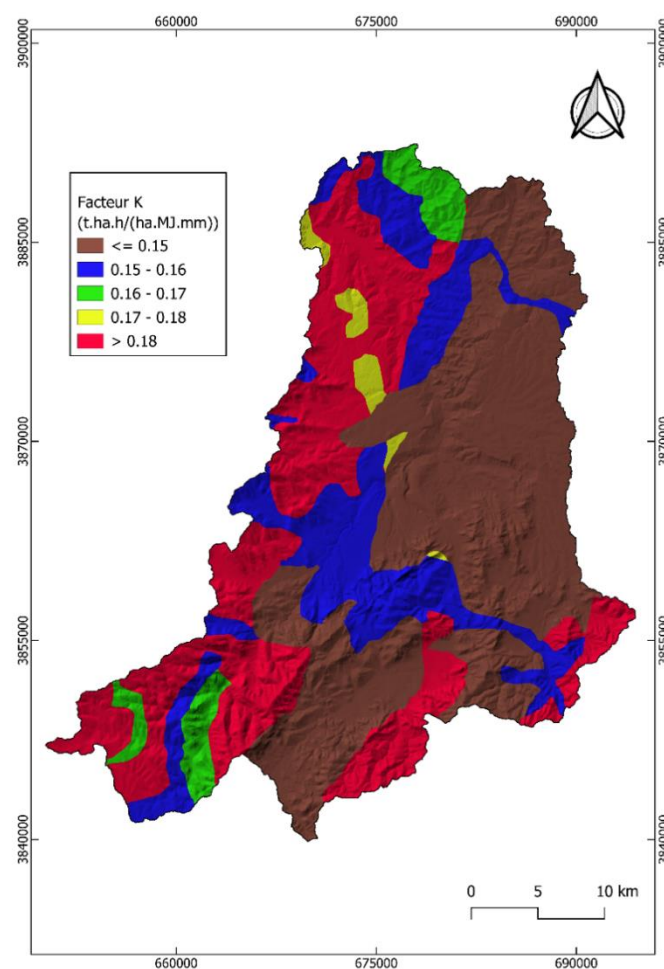


Figure 56 : Carte d'érodibilité du bassin versant d'oued Isser.

L'analyse de la composition granulométrique révèle une diversité pédologique marquée au sein du bassin versant. Les sols calcaires, identifiables par leur teinte brun foncé, se distinguent par leur richesse en fractions limoneuses et argileuses, leur conférant une texture fine à moyenne. Les formations ferrugineuses, reconnaissables à leur coloration rouge vif, présentent une dominante argilo-limoneuse, parfois nuancée par des apports sableux selon les conditions locales. Les sols alluviaux, caractérisés par leur couleur jaune prononcée, affichent une variabilité texturale notable, généralement limono-sableuse, avec un enrichissement en limons dans les secteurs de plaine. Enfin, les sols de marais, marqués par leur teinte bleutée, accumulent des proportions importantes d'argiles et de matière organique, résultant en une texture particulièrement fine qui témoigne de leur environnement hydromorphe.

La carte de répartition du facteur d'érodibilité des sols (K) dans le bassin versant (Figure 56) révèle une forte hétérogénéité spatiale reflétant la diversité lithologique du territoire.

Les sols à très faible érodibilité ($K \leq 0,15$), en marron, dominent les parties orientale et méridionale avec 68,24 % de la superficie. Ces formations calcaires, bien que peu érodibles, contribuent significativement à l'érosion globale du fait de leur vaste étendue (tableau 49).

Les zones d'érodibilité modérée ($K = 0,15-0,16$), en bleu, forment des corridors Nord-Sud le long des axes de drainage principaux. Les secteurs d'érodibilité forte ($K > 0,18$), en rouge, se concentrent à l'Ouest, au Nord et au Sud du bassin. Ces sols alluviaux, occupant seulement 22,52 % du territoire, présentent la vulnérabilité la plus élevée ($K = 0,35$) et contribuent de manière disproportionnée au potentiel érosif (31,4 % du total).

Cette distribution identifie les zones alluviales comme secteurs prioritaires pour les interventions antiérosives, combinant forte érodibilité intrinsèque et risque érosif critique.

3.2.3. Le facteur topographique (LS)

Le facteur topographique LS constitue un paramètre déterminant dans l'évaluation de la sensibilité des sols à l'érosion hydrique. Ce facteur résulte de la combinaison de deux cartes : le facteur de longueur de pente (L) et l'inclinaison de la pente (S), tous deux dérivés du modèle numérique d'altitude (MNT).

Le facteur LS a été calculé selon la formule combinée proposée par Moore et Burch (1986) et McCool et al. (1987) :

$$LS = (\lambda / 22,13)^m (65,4 \sin^2 \theta + 4,56 \sin \theta + 0,065)$$

Où :

- λ représente la longueur de la pente exprimée en mètres, déterminée à partir de l'analyse du flux d'écoulement ;
- 22,13 correspond à la longueur de référence standard en mètres ;
- m est un exposant variable fonction de la déclivité, défini comme suit :
 - $m = 0,5$ pour les pentes $\geq 5\%$
 - $m = 0,4$ pour les pentes comprises entre 3% et 5%
 - $m = 0,3$ pour les pentes comprises entre 1% et 3%
 - $m = 0,2$ pour les pentes $\leq 1\%$

- θ désigne l'angle de la pente en degrés, obtenu par conversion des valeurs de pente exprimées en pourcentage.

L'ensemble des paramètres nécessaires au calcul du facteur LS a été extrait du modèle numérique d'altitude (MNT) de résolution spatiale 10m, Le traitement cartographique a été réalisé sous environnement SIG (Système d'Information Géographique) à l'aide du logiciel QGIS.

La méthodologie adoptée s'est articulée autour des étapes suivantes :

1. Extraction de la carte des pentes en degrés et en pourcentage à partir du MNT ;
2. Analyse hydrologique pour déterminer les directions et longueurs d'écoulement ;
3. Calcul de l'exposant m en fonction des classes de pente ;
4. Application de la formule combinée pour l'obtention du facteur LS.

Selon Boukheir et al. (2001), dès lors que l'inclinaison du terrain atteint un seuil permettant le ruissellement superficiel, celui-ci devient sensible aux processus d'érosion hydrique. La configuration montagneuse de la zone d'étude confère à cette dernière des caractéristiques topographiques particulièrement propices au développement de l'érosion.

L'analyse de la carte du facteur LS (Figure.57), élaborée à partir du MNT, révèle une distribution hétérogène des classes de déclivité à l'échelle du bassin versant. Les pentes modérées à faibles occupent l'ensemble du territoire, tandis que les secteurs à forte déclivité se localisent préférentiellement dans les parties nord-ouest et méridionale du bassin, où le relief présente un caractère particulièrement accidenté.

Les valeurs de pente mesurées s'échelonnent de 0,3% à 80%, témoignant d'une importante variabilité topographique. Une classification en quatre classes a été établie (Tableau.47), dont les seuils ont été définis en s'appuyant sur les observations de terrain et les valeurs de référence proposées dans la littérature scientifique (Chaplot & le Bissonnais, 1999). La valeur de LS obtenu est 3.92, ($LS \text{ moyen} = 4477.5 / 1\ 140 = 3.92$).

Tableau 49 : Classification des pentes et répartition spatiale dans le bassin versant

Classe	Intervalle de pente (%)	Qualification	Superficie (km ²)	Pourcentage (%)	LS	LSxS
1	0-5	Faible à très faible	485	42.5	2.5	1212.5
2	5-15	Modérée	420	36.8	3.5	1470
3	15-30	Forte	180	15.8	6	1080
4	>30	Très forte	55	4.9	13	715
Total			1140			4477.5

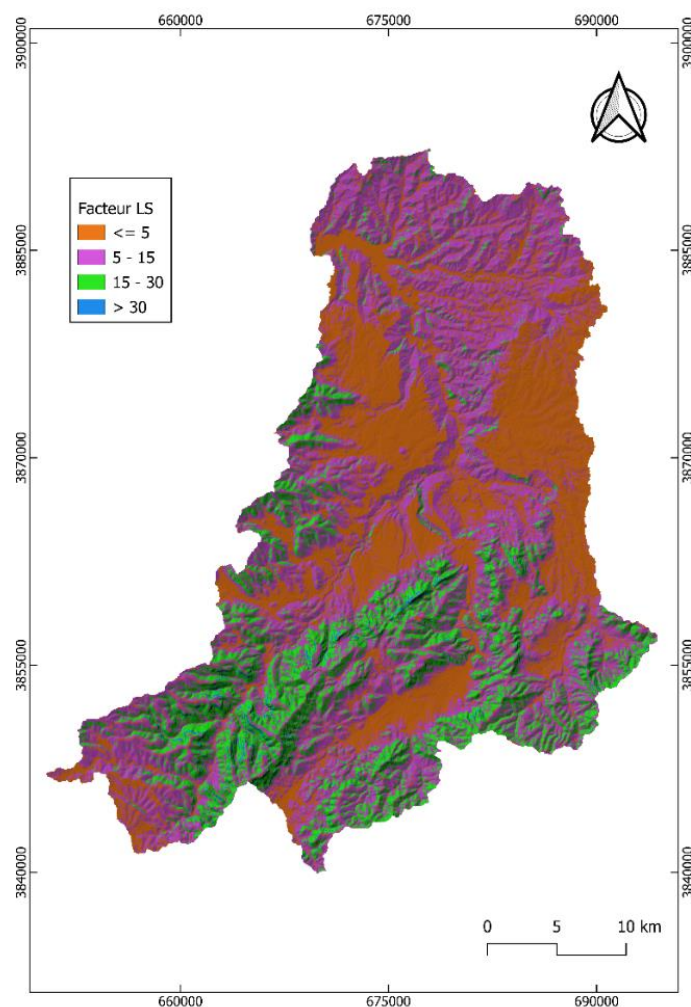


Figure 57 : Carte du facteur LS du bassin versant d'oued Isser.

La carte du facteur topographique (LS) (Figure 57) est élaborée sur la base du Modèle Numérique de Terrain. Le facteur LS présente une variabilité spatiale importante reflétant l'hétérogénéité topographique de la zone d'étude.

Globalement, le bassin versant est caractérisé par une topographie relativement modérée à vallonnée. Les pentes faibles à très faibles ($LS < 5$), représentées en orange, dominent 42,5 % de la superficie totale (485 km²) et occupent principalement les zones de plateaux et de plaines

dans la partie Nord et Nord-Est du bassin. Ces secteurs présentent un risque érosif limité lié au facteur topographique.

Les pentes modérées ($LS = 5-15$), figurées en violet, couvrent 36,8 % du territoire (420 km²) et constituent la deuxième classe dominante. Elles se distribuent de manière diffuse sur l'ensemble du bassin, formant des zones de transition entre les secteurs plats et les reliefs accidentés.

Les pentes fortes ($LS = 15-30$), en vert, occupent 15,8 % de la superficie (180 km²) et se concentrent principalement dans la moitié Sud et Sud-Ouest du bassin, correspondant aux zones montagneuses où la déclivité s'accroît. Ces secteurs présentent une vulnérabilité accrue à l'érosion en raison de la combinaison entre inclinaison forte et longueur de versant significative.

Les pentes très fortes ($LS > 30$), représentées en bleu, ne couvrent que 4,9 % du territoire (55 km²) mais constituent les zones les plus critiques du point de vue érosif. Elles se localisent de manière sporadique sur les versants les plus pentus, notamment dans les zones de relief accidenté au Sud.

Au total, 79,3 % de la superficie du bassin présente des valeurs de LS inférieures à 15, indiquant une prédominance de conditions topographiques relativement favorables. Néanmoins, les 20,7 % restants, caractérisés par des pentes fortes à très fortes, nécessitent une attention particulière dans les stratégies de conservation des sols, car ces zones concentrent un potentiel érosif élevé amplifié par l'effet cumulatif de la longueur et de l'inclinaison de la pente.

3.2.4. Couvert végétal C

Le facteur de couverture végétale, noté C dans la méthode USLE, est un élément clé qui exprime l'influence conjointe du couvert végétal et des pratiques culturales sur la réduction de l'érosion du sol. Il est défini comme le rapport entre la perte de sol observée sous un type de couverture donné et celle qui se produirait sur un sol nu. Sa valeur varie typiquement de 1 pour un sol nu à des valeurs très faibles (de l'ordre de 0.001 à 0.1) pour des couvertures végétales denses comme les forêts, prairies ou cultures bien protégées.

Ce facteur intègre à la fois la nature de la végétation (type de cultures, densité, couverture) et les modes de gestion agricole (labour, semis direct, travail du sol, techniques antiérosives). Par exemple, un sol recouvert d'une forêt dense aura un facteur C proche de 0.001, tandis qu'une culture sarclée (à sol peu couvert) aura un facteur C généralement compris entre 0.7 et 0.9, indiquant une forte sensibilité à l'érosion.

Ainsi, le calcul du facteur C nécessite d'identifier avec précision la couverture végétale présente sur le terrain, et souvent de recourir à des données de télédétection complétées par des observations de terrain pour classer les types de couvertures. Ces classes sont ensuite associées à des valeurs correspondantes du facteur C , permettant ainsi d'intégrer leur effet protecteur dans le modèle USLE.

Cette démarche est essentielle pour évaluer de manière précise les risques d'érosion et pour concevoir des stratégies efficaces de conservation des sols en tenant compte des spécificités locales.

Des études à l'échelle des bassins versants ont montré que la réduction de la végétation augmente de manière significative les pertes en sol (Battany et al., 2000 ; Poesen et al., 2003). Les zones dénudées sont particulièrement vulnérables à l'érosion, tandis que la végétation joue un rôle protecteur en stabilisant le sol et en réduisant l'impact des précipitations (Reid et al., 1999 ; Morgan, 2005 ; Pimentel et al., 1995).

En se basant sur les tableaux de Wischmeier et Smith (1978), qui prennent en compte la hauteur et le taux de recouvrement végétal, ainsi que sur les études antérieures menées dans la région méditerranéenne (Sadiki et al., 2009 ; El Garouani et al., 2008 ; Boughalem, 2013), nous avons attribué une valeur spécifique du facteur C à chaque type de couverture du sol. Ce facteur varie de 1 pour un sol nu, où l'érosion est maximale, à 0,7 pour des forêts dégradées, 0,45 pour une végétation herbacée clairsemée, et 0,4 pour les cultures céréalières, compte tenu des périodes où le sol reste exposé lors du cycle cultural. Le facteur C est estimé à 0,34 pour les vergers et vignobles, qui n'assurent pas une protection continue, et à 0,28 pour les oliveraies (Tableau 48 et Figure 58).

Tableau 50 : Classes de couverture végétale en fonction de leur protection du sol à l'érosion au bassin de Isser

Classe	Nature du couvert végétal	Surface (%)	Surface (km ²)	Surface (ha)	Valeur C	C × %	Effet sur l'érosion
1	Chêne-liège, thuya, maquis et reboisements	50,49	575,586	57 558,6	0,25	12,6225	Faible
2	Arboriculture et viticulture	5,12	58,368	5 836,8	0,15	0,7680	Modéré
3	Céréaliculture et régénération	37,76	430,464	43 046,4	0,30	11,3280	Fort
4	Sol nu	6,63	75,582	7 558,2	0,95	6,2985	Très fort
Total		100,00	1 140,000	114 000,0		31,0170	

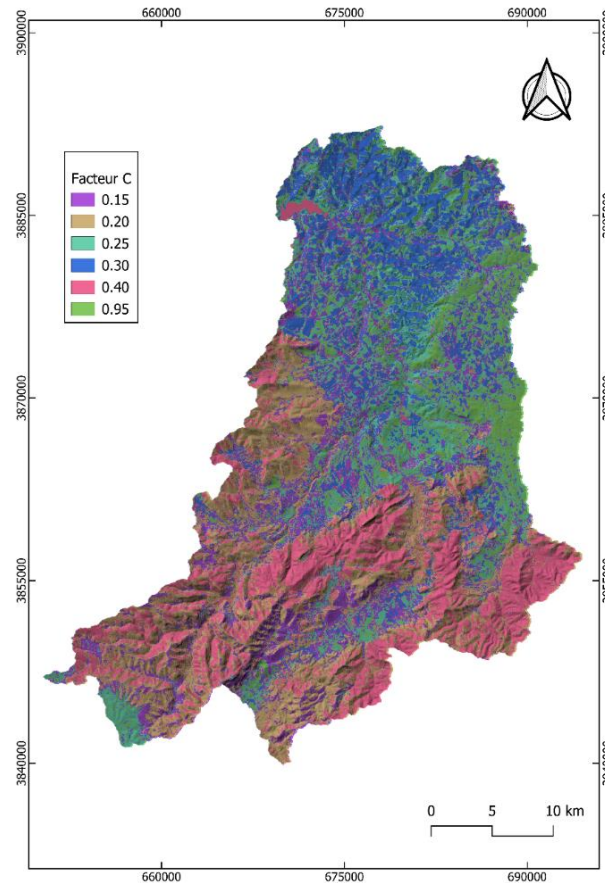


Figure 58 : Carte du couvert végétal du bassin versant d'oued Isser.

Le facteur C moyen du bassin, est **0,31**, traduit une protection globale modérée contre l'érosion, reflétant l'efficacité relative du couvert végétal dominant (chêne-liège, thuya, maquis) et l'impact localisé mais significatif des cultures exposées et des sols nus, soulignant la nécessité d'actions ciblées pour préserver les zones vulnérables. Cette configuration souligne le rôle déterminant des zones dénudées dans l'amplification des processus érosifs et met en évidence leur importance dans l'évaluation globale de la vulnérabilité à l'érosion.

3.2.5. Facteur P : Pratiques anti-érosives

Le facteur P, qui caractérise l'influence des pratiques de travaux antiérosifs, est défini comme le rapport entre les pertes de sol avec ces pratiques et celles mesurées sur un sol non protégé (Renard et al., 1997). En l'absence de données spécifiques concernant les mesures antiérosives appliquées dans la région étudiée, nous avons attribué une valeur constante de 1 à ce facteur pour l'ensemble du bassin versant (Renard et al., 1997).

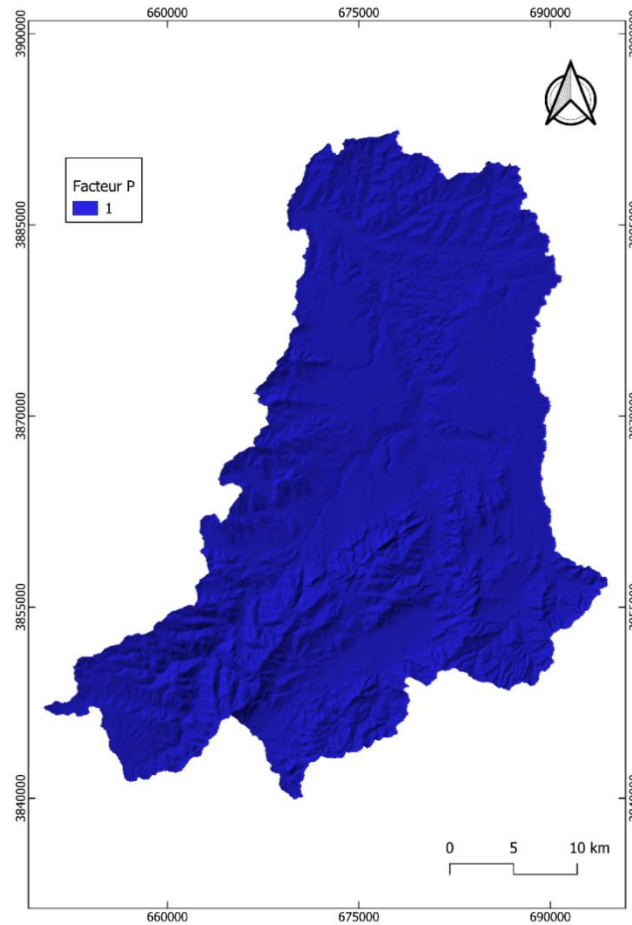


Figure 59 : Carte du facteur P -Pratiques anti-érosives.

4. Résultat et Discussion

L'évaluation de l'érosion hydrique du bassin versant, basée sur l'application de l'USLE, a permis de quantifier la perte moyenne annuelle en terre à 233,2 t/ha/an, soit $23\,320 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$. Cette valeur reflète la combinaison des facteurs climatiques, pédologiques et topographiques, ainsi que l'effet du couvert végétal, et traduit un niveau élevé de vulnérabilité érosive à l'échelle du bassin.

Cette estimation apparaît toutefois largement supérieure à la dégradation spécifique mesurée à la station de Sidi Aïssa (1987–2011 ; $152,31 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$), soit un ratio de délivrance sédimentaire (SDR) apparent de 0,65 %. Or, la relation empirique de Vanoni [1975] ($\text{SDR} = 0,42 \times A^{-0,125}$, A en miles^2) prédit pour ce bassin ($1\,140 \text{ km}^2$) un SDR théorique de 19,6 %, environ 30 fois supérieur. Un tel écart dépasse ce que le seul piégeage sédimentaire intermédiaire, documenté dans les bassins maghrébins [PROBST et AMIOTTE-SUCHET, 1992], peut raisonnablement expliquer.

Le facteur C moyen, estimé à 0,31, traduit une protection globale modérée : les surfaces dominantes en chêne-liège, thuya et maquis (50,5 % du bassin, $C = 0,25$) limitent efficacement l'érosion, tandis que les cultures céréalières et zones en régénération (37,8 %, $C = 0,30$) et les sols nus (6,6 %, $C = 0,95$) contribuent localement à un risque érosif élevé.

Selon la classification FAO, Le bassin versant est principalement constitué de Luvisols et de Regosols, deux types de sols aux caractéristiques distinctes mais sensibles à l'érosion. Les **Luvisols** sont des sols relativement profonds, riches en argile dans les horizons inférieurs, mais dont la surface peut être facilement lessivée, ce qui les rend modérément à fortement vulnérables à l'érosion, surtout sur les pentes. Les **Regosols**, quant à eux, sont des sols jeunes et peu développés, souvent meubles et peu cohésifs, donc particulièrement exposés au ruissellement et au transport des particules. Dans ce contexte, l'érosion est accentuée dans les secteurs à pentes fortes et où la couverture végétale est faible, renforçant la vulnérabilité du sol.

La carte du potentiel d'érosion montre cette répartition spatiale de manière claire : les zones en vert (≤ 2 à 4 t/ha/an) correspondent aux secteurs faiblement érodés grâce à un couvert végétal dense, tandis que les zones jaunes et orange (4 à 8 t/ha/an) représentent des secteurs modérément affectés, souvent sous cultures ou régénération partielle. Les zones rouges ($> 8 \text{ t/ha/an}$) identifient les secteurs les plus vulnérables, notamment les sols nus et les pentes abruptes, où l'érosion est maximale.

Dans l'ensemble, cette analyse illustre l'hétérogénéité de l'érosion hydrique sur le bassin : la majorité des surfaces bénéficie d'une protection modérée, mais les secteurs critiques, bien que minoritaires, influencent fortement le niveau global de perte de sol. Ces résultats soulignent la nécessité de mesures ciblées de conservation, telles que le maintien et le renforcement du couvert végétal, ainsi que l'aménagement de pratiques antiérosives, afin de limiter les pertes de sol et préserver la durabilité du bassin versant.

Tableau 51 : Facteurs de l'USLE et taux moyen d'érosion dans le bassin étudié de Isser

Facteur de l'USLE	Description	Valeurs	Remarques
R	Facteur érosivité pluviométrique	765,052 $\text{MJ} \cdot \text{mm} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$	Moyenne des 7 stations
K	Facteur érodibilité du sol	0,251 $\text{t} \cdot \text{ha} \cdot \text{h} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$	Pondéré par les surfaces
LS	Facteur longueur de pente	3,92	Pondéré par les classes de pente
C	Facteur couverture végétale	0,31	Moyenne pondérée par surface et type de couvert
P	Facteur pratiques de conservation	1	Aucune mesure antiérosive spécifique
A	Taux moyen d'érosion	$233,2 \text{ t} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{an}^{-1}$	Valeur calculée par USLE

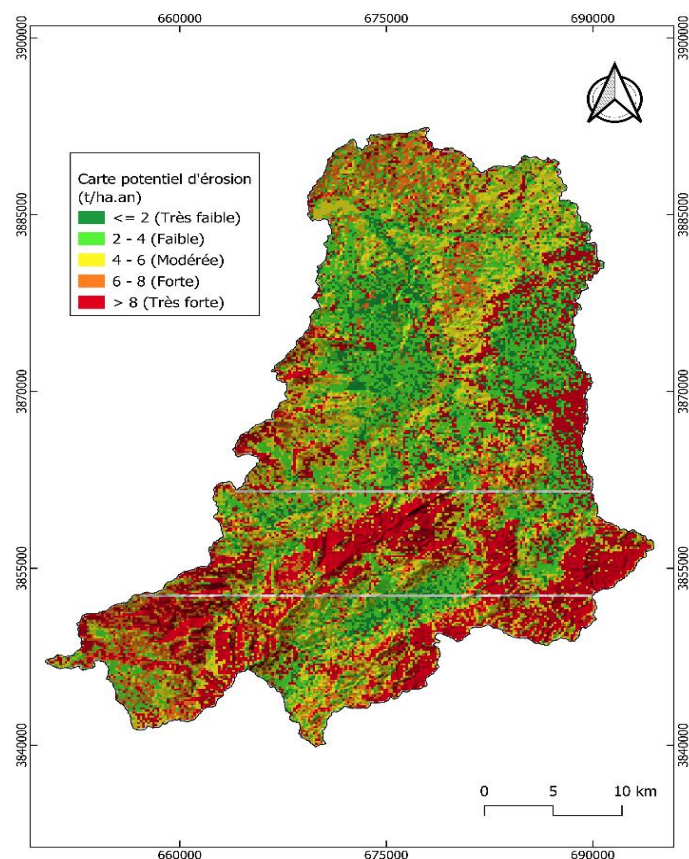


Figure 60 : Carte des pertes de sol potentielles dans le bassin versant d'Isser

5. Conclusion

L'analyse de l'érosion hydrique par l'équation USLE appliquée au bassin versant d'Isser a permis de quantifier et de spatialiser les pertes en sol, révélant une situation préoccupante liée à l'interaction complexe entre les facteurs climatiques, pédologiques, topographiques et biologiques.

Les résultats obtenus montrent que l'érosivité des pluies, combinée à la nature des sols et à la configuration du relief, constitue le principal moteur des processus érosifs dans ce bassin. Les **Luvisols** et les **Regosols** se distinguent comme les types de sols les plus vulnérables, en raison de leur faible cohésion et de leur sensibilité à la détachabilité des particules, particulièrement sur les versants à fortes pentes. En revanche, les zones couvertes par la forêt de chêne-liège, le thuya et le maquis jouent un rôle protecteur déterminant, en réduisant significativement l'impact des précipitations sur la surface du sol et en limitant le ruissellement.

La carte d'érosion potentielle met clairement en évidence une répartition spatiale contrastée des pertes en sol, avec des secteurs critiques concentrant les valeurs les plus élevées, notamment dans les zones de sols nus, de cultures exposées et de pentes abruptes. Ces secteurs

représentent des points prioritaires d'intervention pour toute stratégie de gestion durable du bassin versant.

Face à ces constats, des mesures de conservation adaptées s'imposent, parmi lesquelles :

- Le renforcement du couvert végétal par des actions de reboisement et de restauration des zones dégradées

- La mise en place de pratiques antiérosives telles que les banquettes, les terrasses et les cordons de pierres

- La sensibilisation des agriculteurs aux pratiques culturales respectueuses des sols

- Le suivi régulier de l'évolution de l'érosion par des outils de télédétection et de SIG

Ces actions combinées permettront de préserver la durabilité du bassin versant d'Isser, de protéger les ressources en sol et en eau, et de garantir la pérennité des activités agricoles et forestières dans la région.

**Chapitre 6 : Contexte Général de
L'envasement en Algérie et cas du Barrage
d'El Izdihar**

1. Introduction

L'envasement des barrages représente l'une des manifestations les plus préoccupantes de l'érosion hydrique dans les régions méditerranéennes. Ce processus naturel, résultant de la dégradation progressive des bassins versants, entraîne non seulement une diminution importante des capacités de stockage des retenues, mais également une altération significative de la qualité des eaux par des phénomènes d'eutrophisation. Dans le contexte maghrébin, les dégradations spécifiques des bassins versants atteignent des valeurs comprises entre 1000 et 5000 t/km²/an (Heusch et Millies-Lacroix, 1971 ; Demmak, 1982). Face à l'ampleur de ce phénomène et au manque de données hydrométriques suffisantes, de nombreux chercheurs ont développé des approches variées pour comprendre l'évolution spatio-temporelle du transport sédimentaire et quantifier les volumes transportés, à l'image des travaux pionniers de Tixeront (1960), Heusch et Millies-Lacroix (1971), Demmak (1982), et Lahlou (1994). Plus récemment, plusieurs auteurs ont proposé des modèles reliant débit solide et débit liquide à différentes échelles temporelles (Bouchelkia et Remini, 2003 ; Achite et Meddi, 2004, 2005 ; Touaibia et al., 2001 ; Terfous et al., 2001 ; Benkhaled et Rimini, 2003a ; Benkhaled et Remini, 2003b ; Megnounif et al., 2004 ; Megenni et Remini, 2008 ; Bouchelkia et al., 2011 ; Marouf et Remini, 2011 ; Hallouz et al., 2012 ; Elahcene et al., 2012 ; Bouanani et al., 2013 ; Chenaoui et Remini, 2014 ; Meddi, 2015 ; Gliz et al., 2015 ; Elahcene et al., 2015 ; Achite et al., 2016 ; Tadriss et al., 2016 ; Ghernaout et Remini, 2014, 2017), démontrant ainsi l'influence des facteurs géomorphologiques, géologiques, hydrologiques et climatiques sur le transport sédimentaire.

Cette compréhension approfondie du phénomène demeure essentielle pour la gestion des barrages algériens en exploitation, notamment pour actualiser les courbes hauteur-capacité et planifier d'éventuelles opérations de dévasement.

2. Historique

L'histoire des ouvrages hydrauliques en Algérie remonte à 1846 avec l'édification du barrage de Sig, qui fut rapidement mis hors service en raison d'un envasement accéléré. À la fin du 19^{ème} siècle, le pays comptait neuf retenues d'eau totalisant une capacité de 61 millions de m³, dont 2,7 millions de m³ étaient déjà occupés par les sédiments. Au milieu du 20^{ème} siècle, en 1957, le parc hydraulique algérien avait évolué pour atteindre une capacité globale de 900 millions de m³, mais accusait déjà une perte de près de 200 millions de m³ due à l'accumulation sédimentaire (Valembois et Migniot, 1975 ; Serbah, 2011).

Face aux défis croissants de la demande en eau, l'Algérie n'a cessé de renforcer son réseau de barrages, comptant aujourd'hui 81 grands ouvrages en exploitation gérés par l'Agence nationale des Barrages et Transferts (ANBT), pour une capacité totale de 8,6 milliards de mètres cubes (ANBT, 2024). Poursuivant cet élan, l'État algérien ambitionne de porter ce réseau à 139 barrages à l'horizon 2030, pour une capacité cumulée de 12 milliards de mètres cubes, afin de garantir durablement la sécurité hydrique de sa population (Ministère des Ressources en Eau, 2021).

L'envasement des barrages représente aujourd'hui l'un des défis les plus redoutables auxquels fait face la politique hydraulique algérienne. Alimenté par une érosion intense des

bassins versants, ce phénomène n'a cessé de s'aggraver au fil du temps : les apports solides annuels sont passés de 20 millions de tonnes dans les années 1980 à 35 millions de tonnes dans les années 1990, pour atteindre 45 millions de tonnes après l'an 2000 (Demmak, 1982 ; Serbah, 2011). Cette progression alarmante fragilise durablement les capacités de stockage des retenues, et les experts s'accordent à reconnaître que les régions arides et semi-arides sont les plus exposées à cette menace, dont les effets risquent de s'intensifier dans les années à venir.

3. Envasement des barrages

3.1.Définition

Le processus d'envasement se caractérise par l'accumulation progressive de matériaux sédimentaires au sein des retenues artificielles, conduisant à une diminution substantielle de leur volume de stockage opérationnel. L'implantation d'une infrastructure de retenue provoque des modifications hydrauliques majeures qui affectent directement les propriétés de l'écoulement et altèrent les mécanismes de transport des particules solides (Chow, 1964). Dès lors que le flux hydrique pénètre dans la zone de retenue, la réduction significative de sa vitesse induit une diminution correspondante de sa capacité à maintenir les sédiments en suspension.

Cette transformation hydraulique engendre un phénomène de sédimentation séquentielle : les éléments granulaires de diamètre important se déposent préférentiellement dans la zone amont de la retenue, constituant ainsi un delta de sédimentation, tandis que les fractions argileuses et limoneuses poursuivent leur transit vers les secteurs proches de l'ouvrage où elles finissent par décanter. Ces accumulations sédimentaires, confinées sans exutoire naturel, subissent un processus de compaction et de consolidation qui réduit continuellement l'espace de stockage disponible. Les travaux de Chow (1964) révèlent qu'approximativement 90% de la charge solide fluviale demeure séquestrée dans les réservoirs.

3.2.Problématique de l'envasement

La problématique de l'envasement des infrastructures hydrauliques transcende les frontières nationales algériennes et s'impose comme un défi hydraulique d'envergure planétaire, affectant avec une acuité particulière les territoires soumis à des conditions climatiques arides et semi-arides. Dans ces environnements, la vulnérabilité hydrique se trouve amplifiée par des taux d'érosion considérables, pouvant atteindre des valeurs de 5000 t/km²/an, soit un rapport de 100 à 160 fois supérieur aux moyennes européennes qui oscillent entre 30 et 50 t/km²/an (Abdeli, 2007). Ce phénomène d'envasement constitue la résultante directe d'une cascade de processus géomorphologiques incluant l'arrachement, le transport et la sédimentation des particules, processus qui participent simultanément à la dégradation du potentiel agronomique des sols. Le contexte algérien illustre dramatiquement cette problématique : près de la moitié des terres agricoles septentrionales, représentant une superficie de 12 millions d'hectares, sont exposées à un risque érosif avéré (Chebbani et al., 1999) (figure 61)

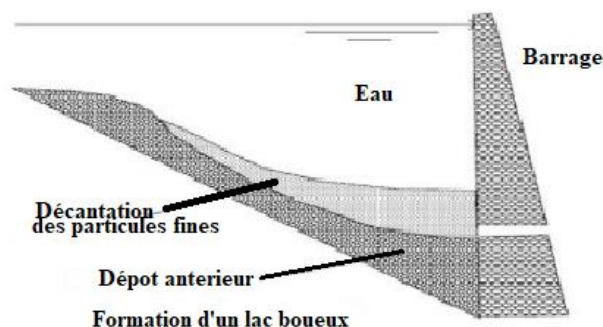


Figure 61 : Dépôt de vase (Remini,2003).

3.3. Envasement des barrages en Algérie

Le Nord de l'Algérie présente une morphologie montagneuse particulièrement vulnérable à l'érosion. Cette région de 75 000 km² présente des altitudes dépassant 800 mètres sur deux tiers de sa superficie et des pentes supérieures à 25 % sur un quart du territoire. Sa prédisposition érosive s'explique par une lithologie dominée par des matériaux friables (schistes, argiles) et un régime climatique irrégulier alternant sécheresse et précipitations torrentielles. Les taux d'érosion moyens maghrébins avoisinent 800 t/km²/an (Heusch et Millies-Lacroix, 1971 ; Remini et al., 2009), mais masquent une forte hétérogénéité : 5 000 t/km²/an dans le bassin de l'Oued Agrioum (Demmak, 1982 ; Remini et al., 2009) contre 165 t/km²/an pour l'Oued Mouilah (Ghenim et al., 2008 ; Remini et al., 2009).

Les apports solides présentent une forte variabilité temporelle. Dans le bassin de l'Oued Mouilah, les valeurs mesurées entre 1978 et 1987 ont varié de 6 à 1 038 t/km²/an (Ghenim et al., 2008 ; Remini et al., 2009). L'érosion se concentre lors de quelques crues majeures, notamment automnales, où les concentrations en matières en suspension dépassent 100 g/L (Remini, 1997).

Cette érosion intense entraîne une perte annuelle de 45 à 50 millions de m³ de capacité de stockage dans les barrages algériens, soit 0,65 % du volume total (Remini et al., 2009). En 2006, le volume sédimentaire accumulé atteignait 1,1 milliard de m³, représentant 16 % de la capacité initiale. Certains ouvrages connaissent un comblement critique, notamment le barrage du Fergoug avec 80 % d'envasement.

L'analyse des levés bathymétriques entre 1986 et 2006 révèle une aggravation du phénomène : les taux d'envasement ont doublé pour les barrages de Djorf Torba (passant de 1,3 à 2,6 millions de m³/an) et de Ksob (de 0,3 à 0,6 million de m³/an). Cette accélération serait liée à la dégradation du couvert végétal durant la sécheresse des années 1990, augmentant la vulnérabilité des sols aux précipitations intenses ultérieures. L'ensemble des barrages sont localisés essentiellement dans le nord du pays à l'exception de cinq (K'sob, Fontaine de gazelles, Foum El gherza) dans le Sud- Est et Djorf-Torba et Brézina dans le Sud-Ouest.

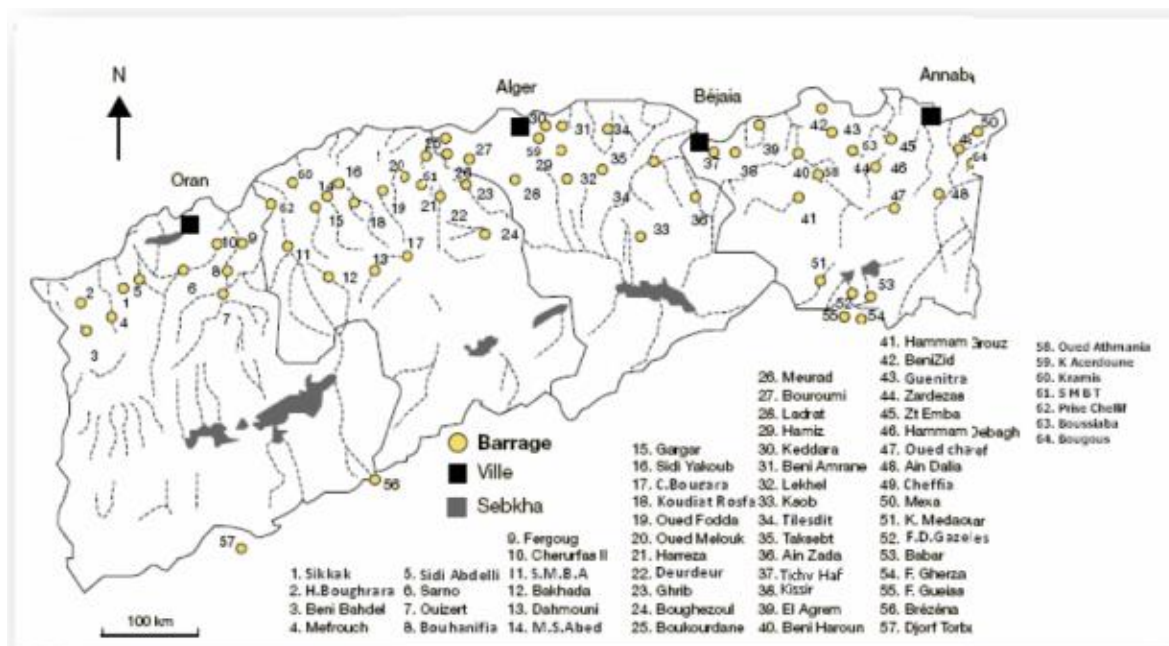


Figure 62 : Localisation des principaux barrages du Nord algérien.

La problématique de l'envasement des barrages en Algérie nécessite une mobilisation nationale compte tenu des enjeux majeurs. Le consensus scientifique prévoit une pénurie hydrique critique au Maghreb à l'horizon 2025, rendant urgente l'élaboration d'une stratégie intégrée de protection des infrastructures hydrauliques (Serbah, 2011).

L'envasement des barrages en Algérie constitue aujourd'hui l'un des principaux facteurs de vulnérabilité du système national de mobilisation des ressources en eau. Les évaluations récentes, fondées sur des levés bathymétriques, des analyses morphométriques et des approches SIG, confirment que la réduction progressive de la capacité utile des retenues est un phénomène généralisé, particulièrement marqué dans les bassins du Nord algérien soumis à une forte dynamique érosive. Les conditions climatiques semi-arides à subhumides, caractérisées par des précipitations irrégulières et souvent concentrées en épisodes intenses, combinées à la prédominance de formations marneuses sensibles à l'érosion et à la dégradation du couvert végétal, favorisent une production sédimentaire élevée et un transfert rapide des matières en suspension vers les retenues.

Les données institutionnelles les plus récentes indiquent qu'au 30 janvier 2026, le taux global de remplissage hydraulique des barrages algériens atteignait 41,14 %, avec de fortes disparités régionales (environ 58 % à l'Est, 20,38 % au Centre et 40,71 % à l'Ouest), selon l'Agence Nationale des Barrages et Transferts. Si ces valeurs reflètent en partie la variabilité pluviométrique récente, elles doivent être interprétées à la lumière des pertes structurelles de capacité induites par l'envasement, lesquelles réduisent le volume réellement mobilisable.

Les études bathymétriques publiées ces dernières années confirment l'ampleur du phénomène. Le barrage de Sidi-Yacoub (Nord-Ouest algérien) a enregistré une perte de capacité estimée à environ 32,22 hm³ entre 1985 et 2004, correspondant à une réduction d'environ 11,6 % du volume initial, avec un apport moyen annuel de sédiments proche de 0,46 Mm³/an. Dans le Nord-Est, le barrage de Zit Emba, mis en eau en 2001 avec une capacité initiale de l'ordre de

117,39 hm³, a accumulé environ 5,6 hm³ de sédiments en un peu plus d'une décennie d'exploitation, traduisant un taux d'envasement déjà significatif pour un ouvrage relativement récent. Le barrage de Sidi M'hamed Ben Aouda (Oued Mina, Relizane) présente une situation plus critique, avec un volume de sédiments estimé à près de 100 millions de m³ et une perte de capacité avoisinant 42 % du volume initial, ce qui le place parmi les retenues les plus affectées du pays.

À l'échelle nationale, une étude récente conduite à l'Université de Tlemcen en 2024 sur 65 grands barrages du Nord algérien (tableau 50) montre que l'envasement est un phénomène quasi généralisé, avec des taux variables selon la lithologie des bassins versants et l'intensité des crues. Les barrages implantés sur des bassins marneux du Tell occidental et central présentent des taux spécifiques d'apport sédimentaire particulièrement élevés, confirmant les diagnostics antérieurs mais en les actualisant par des données mesurées et spatialisées. Ces résultats convergent vers le constat que la majorité des retenues algériennes subissent une réduction progressive de leur capacité utile, compromettant la sécurité hydrique à moyen et long terme.

Tableau 52 : Synthèse de quelques données récentes issues de publications scientifiques et de rapports techniques disponibles sur l'envasement de barrages algériens

Barrage	Localisation	Capacité initiale (hm ³)	Volume estimé de sédiments (hm ³)	Taux d'envasement (%)	Référence récente
Sidi-Yacoub	NW Algérie	~278*	32,22	≈ 11,6 %	Santos et al., 2025
Zit Emba	NE Algérie	117,39	5,6	≈ 4,8 %	Saouli & Bougherara, 2025
Sidi M'hamed Ben Aouda	Oued Mina (Relizane)	~240*	~100	≈ 42 %	Remini et al., Larhyss Journal
Ensemble de 65 barrages (Nord)	Nord Algérien	—	—	Variable (5–40 % selon ouvrages)	Kerzabi, 2024

Ces chiffres démontrent que l'envasement ne constitue pas un phénomène ponctuel mais structurel, affectant aussi bien des ouvrages anciens que récents. Ils confirment également la nécessité d'intégrer systématiquement l'analyse hydrosédimentaire dans la planification des nouveaux barrages et dans les stratégies de gestion des retenues existantes. L'amélioration des réseaux de suivi sédimentaire, la généralisation des levés bathymétriques périodiques et la mise en œuvre de mesures de conservation des sols à l'échelle des bassins versants apparaissent désormais comme des priorités pour atténuer l'impact de cette dynamique érosive sur la durabilité du système hydraulique national.

Sur le plan quantitatif, une des rares études intégrant explicitement l'envasement des barrages du bassin de la Tafna figure dans la thèse de Kerzabi (2024), qui analyse l'évolution de la capacité de stockage des cinq principaux barrages du bassin dans le cadre d'une évaluation globale de l'envasement des retenues en Algérie. Cette étude met en évidence une réduction sensible des volumes de stockage liée à l'accumulation des sédiments, mais elle ne fournit pas de valeurs détaillées publiées sous format papier accessibles publiquement à ce stade.

Le modèle hydrosédimentaire appliqué au bassin par Zettam et al. (2017) montre que les structures de stockage (réservoirs) retiennent une part très importante des sédiments transportés par l'oued Tafna : environ 27 000 t/an, ce qui représente approximativement 90 % du débit solide exporté vers la mer. Cela se traduit par un stockage de sédiments dans les barrages qui réduit significativement leur durée de vie utile, car ces masses sédimentaires se déposent majoritairement lors d'événements de crue, représentant 87 %–95 % des flux annuels de sédiments.

Des données historiques montrent aussi que les ouvrages anciens du bassin subissent des pertes de capacité non négligeables. Par exemple, dans le sous-bassin de l'oued Sebdou (affluent majeur de la Tafna), le barrage de Beni-Bahdel, mis en service en 1946 avec une capacité initiale d'environ 63 hm³, avait vu sa capacité se réduire à $\approx$ 54,8 hm³ à la fin des années 1990 en raison de l'envasement, soit une perte d'environ 13 % du volume initial sur $\sim$ 50 ans.

Sur le plan qualitatif, la variabilité interannuelle des flux solides est très forte dans ce bassin, avec des taux de dégradation spécifiques mesurés dans certains sous-bassins (par exemple dans celui de l'oued Sikkak) variant de quelques unités à plusieurs centaines de tonnes par km² et par an selon les années, ce qui traduit l'alimentation irrégulière des barrages en sédiments et le rôle majeur des épisodes de crue dans l'envasement.

Tableau 413 : Synthèse récapitulative des données d'envasement des barrages du bassin de la Tafna

Barrage / zone	Capacité initiale (hm ³)	Estimation sédiments retenus	Remarques / Taux d'envasement estimé	Source
Beni-Bahdel (ancien)	$\sim$ 63	$\sim$ 8,2 (capacité perdue)	$\sim$ 13 % de perte (1946 $\rightarrow$ 1990s)	Djeziri (cité dans Terfous et al., 2013)
Ensemble des 5 barrages de la Tafna	—	$\sim$ 27 000 t/an stockés	$\sim$ 90 % du débit solide exporté	Zettam et al. (2017)
Bassin Sikkak (retenue colline)	$\sim$ 30	Non chiffré	Transport solide variable selon saisons	Analyse graphique des débits solides
Bassin global de Tafna	—	Transfert vers barrages domine	Envasement réduit durée de vie utile	Zettam et al. (2017)

4. Le barrage El Izdihar à Sidi Abdelli :

Le barrage de Sidi-Abdelli est implanté sur l'Oued Isser, dans un secteur géographique défini par les coordonnées géographiques comprise entre les latitudes **34°42'13.22" N et 35°02'29.32" N**, et les longitudes **1°21'37.93" O et 0°54'29.92" O**. D'un point de vue administratif, l'ouvrage relève de la commune de Sidi-Abdelli, rattachée à la daïra de Ben-Sakrane, wilaya de Tlemcen. (ANBT)

Sur le plan spatial, le barrage se situe à 2,5 kilomètres au nord du chef-lieu communal de Sidi-Abdelli, à 8 kilomètres de Ben-Sakrane, et à 34 kilomètres à l'ouest-nord-ouest de Tlemcen. Cette position géographique confère à l'infrastructure hydraulique un rôle stratégique dans l'aménagement territorial de la région.

La construction du barrage a débuté en 1979 et s'est achevée en 1989, avec une mise en service effective en novembre 1988. Le barrage se remplit par les eaux pluviales et les eaux de surface des affluents de l'oued Isser, principalement l'oued Sultan.

Le barrage de Sidi-Abdelli constitue un ouvrage hydraulique de type terre compactée. Il présente une capacité initiale de retenue de 110 Hm³, réduite à 106.61 Hm³ selon le levé bathymétrique réalisé en 2013, témoignant d'une perte volumétrique imputable à l'envasement progressif du réservoir. L'ouvrage se caractérise par une cote de retenue normale (RN) établie à 345 mètres et une cote de plus hautes eaux (PHE) atteignant 351,30 mètres, permettant l'inondation d'une superficie de 660 hectares. (ANBT)

Le barrage était initialement prévu pour l'irrigation agricole. Cependant, face à la diminution des précipitations dans l'ouest oranais depuis le début des années 1980, l'utilisation de ses eaux a été modifiée. Le barrage de Sidi Abdelli constitue un pilier fondamental de l'alimentation en eau potable de la région ouest algérienne. Répondant aux besoins quotidiens de populations réparties sur un vaste territoire, il assure l'approvisionnement de la partie occidentale de la wilaya de Tlemcen (Haouati et al., 2018), ainsi que celui de la ville de Sidi Bel Abbès et de ses 17 communes environnantes, à raison de 30 000 m³/jour ((Gaïdi, 2024 ; APS, 2022). Cet ouvrage témoigne ainsi du rôle stratégique que jouent les grands barrages dans la satisfaction des besoins en eau des populations et dans l'équilibre hydrique de toute une région.

4.1.Description du barrage de sidi-abdelli et ces ouvrages annexe

4.1.1. Digue :

La digue en terre du barrage de Sidi-Abdelli barre l'Oued Isser et repose sur un substratum géologique constitué de formations grés-marneuses faiblement plissées et faillées. L'ouvrage présente une crête culminant à la cote 353,50 mètres, soit environ 60 mètres au-dessus du lit naturel de l'oued.

La structure s'articule autour d'un noyau incliné en colluvions argileuses sélectionnées, encadré en amont par une recharge en remblais sablo-graveleux et en aval par une recharge sable-argile-silt (SAS). Le noyau est protégé par un dispositif de filtration et un tapis drainant

en gravier sous le massif d'appui aval. Les talus amont et aval sont protégés par des enrochements (Rip-Rap) assurant leur stabilité face à l'érosion.

Le système de drainage et de surveillance comprend une galerie d'injection et de drainage orientée parallèlement à l'axe de la digue, reliée à une galerie transversale au niveau de la section 13, se terminant par un puits de vidange des eaux de drainage, garantissant ainsi la pérennité de l'ouvrage. (ANBT)

- Epaisseur de la digue : 340 M (Au niveau de la fondation)
- Hauteur maximale : 60 M



Photo 3 : Digue et galerie du barrage d'El Izdihar-Tlemcen

4.1.2. Tour de prise d'eau et vidange de fond :

Implanté en rive droite de l'Oued Isser, le dispositif hydraulique se compose d'une tour de prise en béton armé de 60 mètres de hauteur, accessible par une passerelle de 220 mètres linéaires. La tour surmonte une chambre de manœuvre des vannes de vidange de fond et constitue l'ouvrage d'entrée au tunnel. Elle comprend trois prises d'eau situées aux cotes 308,00, 321,50 et 335,00 mètres.

Le tunnel sous remblai, de section ovoïde et d'une hauteur intérieure de 10 mètres, s'étend sur 735 mètres linéaires. Il est divisé en trois pertuis par un plancher horizontal et une paroi médiane verticale. Durant la construction, les trois pertuis assuraient la dérivation provisoire de l'oued. En exploitation, les deux pertuis inférieurs assurent la vidange de fond avec un débit d'évacuation de 50 m³/s, tandis que le pertuis supérieur abrite la conduite d'adduction.

Le tunnel débouche sur un bassin amortisseur prolongé par un chenal de restitution vers l'Oued Isser.



Photo 4 : Tour de prise d'eau du barrage

4.1.3. Evacuateur de crue :

L'évacuateur de crue, implanté en rive droite, est du type seuil libre déversant. Il se compose d'amont en aval d'un chenal d'approche excavé dans les formations marno-gréseuses avec un fond à la cote 341,00 mètres, d'un seuil déversant de 90 mètres linéaires arasé à la cote 345,00 mètres, et d'un coursier de 345 mètres de longueur débouchant sur un bassin amortisseur dont le radier est situé à la cote 282,30 mètres. Le coursier et le radier du bassin sont ancrés au terrain par des barres en acier scellées dans les formations marno-gréseuses. Le débit d'évacuation est de 3 000 m³/s.



Photo 5 : Evacuateur de crue

4.1.4. Equipement hydromécanique :

Les équipements hydromécaniques du barrage de Sidi-Abdelli comprend dans ces grandes lignes :

a) Vidange de fond :

La vidange de fond constitue un équipement de sécurité essentiel de l'ouvrage. Elle est composée de deux pertuis identiques, implantés à la base de la tour de prise et débouchant dans la galerie de dérivation provisoire. Conçue pour évacuer efficacement les eaux en cas de nécessité, cette infrastructure a été dimensionnée pour un débit de $96 \text{ m}^3/\text{s}$, sous une charge hydraulique de 41 mètres, garantissant ainsi une capacité d'évacuation adaptée aux exigences de sécurité du barrage.



Photo 6 : Vidange de Fond

c) Circuit de dévasement :

Le système de dévasement comprend, pour chaque pertuis, deux circuits indépendants connectant l'amont de la vanne de garde avec l'aval de la vanne secteur.

Ces circuits sont équipés de vannes planes de type Wey (DN 400), à raison de deux vannes par circuit.

Un robinet de prise d'échantillon a été installé sur l'un des deux circuits afin de permettre le contrôle de la turbidité et de la concentration en sédiments durant les opérations de soutirage.



Photo 7 : Vannes plane de type Wey (DN 400)

4.2. Levé Bathymétrique au niveau du barrage d'Isser

Le levé bathymétrique a été réalisé par le laboratoire LEM (Laboratoire d'Études Marines) en collaboration avec les équipes techniques de l'Agence nationale des Barrages et Transferts (ANBT). Le système d'acquisition intégré comprenait un récepteur GPS permettant l'acquisition des coordonnées en mode RTK (Real Time Kinematic) avec une résolution centimétrique, un échosondeur Odom Hydrotrac fonctionnant à une fréquence de 200 kHz, et un radio modem Satel couplé à une antenne UHF assurant la transmission des corrections différentielles. L'ensemble du système d'acquisition et de traitement a été géré par le logiciel Hypack Max (Coastal Oceanographer). Une station de référence GPS Trimble 5K 4000 SSI a été installée sur un pilier topographique terrestre préalablement implanté et rattaché au système géodésique national. (ANBT)

4.2.1. Acquisition des données

Les profils bathymétriques ont été acquis selon un maillage régulier perpendiculaire à la côte, avec un espacement adapté à la morphologie du fond. La navigation en temps réel a été contrôlée via le système Hypack, permettant de maintenir une vitesse constante d'environ 5 nœuds et d'assurer une couverture homogène de la zone d'étude. L'échosondeur bi-fréquence a mesuré le temps de trajet aller-retour du signal acoustique jusqu'au fond marin. L'altitude de l'antenne GPS embarquée a été déterminée par rapport à la station de référence terrestre, en utilisant le modèle géoïdal EGM 96 pour la conversion entre altitudes ellipsoïdales et orthométriques. Les profondeurs mesurées ont ensuite été rapportées au zéro hydrographique en appliquant les corrections de marée issues des données marégraphiques locales.

La calibration quotidienne de l'échosondeur a été effectuée à l'aide d'une plaque métallique descendue à des profondeurs connues avant chaque session de mesure. Le système de positionnement RTK a été vérifié régulièrement sur des points de contrôle terrestres. Les comparaisons entre les positions RTK temps réel et celles obtenues en post-traitement ont confirmé la cohérence du système avec des écarts inférieurs au centimètre. Les profondeurs brutes ont été corrigées du tirant d'eau du bateau et des variations du niveau d'eau dues aux marées.

Le système GPS statique utilisé pour la station de référence a fourni une précision de 5 mm en planimétrie et 8 mm en altimétrie. En mode RTK, la précision horizontale obtenue était systématiquement inférieure à 3 cm. La précision verticale de l'échosondeur dépend de la nature du fond et de la profondeur d'eau. Les corrections angulaires liées au tangage et au roulis du navire ont été appliquées pour améliorer la précision planimétrique des sondages, particulièrement dans les zones à forte pente. Le levé a couvert une surface de 230,7 hectares avec un maillage de 50 m, réalisé en 5 jours de terrain effectif entre le 28 septembre et 02 octobre 2003.

4.2.2. Résultat :

En 2019, l'Agence Nationale des Barrages et Transferts (A.N.B.T.) a confié au consortium de bureaux d'étude Levantina, Ingenieria y Construcción, SL, la réalisation des levés bathymétriques et topographiques de 55 barrages en exploitation répartis en trois (03) lots séparés Est-Centre et Ouest.

Cette étude permettra plus particulièrement d'actualiser la capacité de stockage de la retenue d'eau et la surveillance de l'envasement de l'un des barrages de l'Ouest : le barrage de Sid Abdelli (Wilaya de Tlemcen).

L'interprétation des mesures réalisées donne les résultats suivants :

- La superficie du barrage à la cote de retenue normale RN (345,00 m) est de 674,42 ha.
- La superficie du barrage à la cote de la PHE (351,30 m) est de 866,68 ha.
- La capacité du barrage à la cote de retenue normale RN (345,00 m) est de 102,03 Hm³.
- La capacité du barrage à la cote de la PHE (351,30 m) est de 150,26 Hm³.

4.3.Évolution de l'envasement du barrage El Izdihar



Photo 8 : Vues du réservoir du barrage de Sid Abdelli : érosion des berges et sédimentation lors du levé bathymétrique de 2019.

Les images ci-dessus, montrent l'érosion hydrique sur les pentes du réservoir, ainsi que la sédimentation qui s'accumule au fond du réservoir, alors que le levé bathymétrique était en cours. L'évolution de la capacité de la retenue normale du barrage à la RN (345,00 m) depuis 1979 est donc résumée comme suit (tableau 52) :

Tableau 54 : L'évolution de la retenue de barrage depuis 1979

Altitude	Volume année 1979	Volume année 2003	Volume année 2019	Pourcentage de perte 1988- 2003	Pourcentage de perte 2003- 2019
RN 345.00 m	110.00 Hm ³	106.61 Hm ³	102.03 Hm ³	3.08 %	4.30 %

Depuis sa mise en service en 1988 avec une capacité initiale de 110 Hm³, le barrage El Izdihar connaît un envasement progressif. Selon les données de la Direction de l'Hydraulique de la Wilaya de Sidi Bel Abbès (2013), la capacité était évaluée à 106,61 Hm³, soit une perte de 3,39 Hm³ en 25 ans, correspondant à un taux de comblement de 3,08%. (Tableau 52) Le dernier levé bathymétrique en 2019 confirme une capacité de 102.03Hm³.

Cette dynamique d'envasement, bien que modérée, s'explique par les caractéristiques du bassin versant de l'Oued Isser, dont les terrains marneux et argileux sont particulièrement sensibles à l'érosion lors des précipitations torrentielles méditerranéennes.

Les volumes envasés expriment les pertes entre deux levés successifs. (Tableau 53), Cette approche révèle une accélération préoccupante : le taux d'envasement est passé de 0,136 Hm³/an sur la période 1988-2013 à 0,763 Hm³/an entre 2013 et 2019, soit une multiplication par près de six, portant le volume cumulé à 7,97 Hm³ (7,25% de la capacité initiale).

Tableau 55 : Suivi de l'envasement du barrage El Izdihar (ANBT Tlemcen)

Année	Capacité (Hm ³)	Source	Volume envasé (Hm ³)	Taux de comblement (%)
1988	110	Mise en service	0	0
2013	106,61	DHW SBA, 2013	3,39	3,08%
2019	102.03	Levé mars 2019	4	3,64%

4.4.Projections de l'envasement du barrage El Izdihar (2019-2025)

En l'absence de levés bathymétriques postérieurs à 2019, l'évolution de l'envasement a été projetée à partir de la capacité mesurée de 102,03 Hm³ en mars 2019, en appliquant le taux moyen global calculé sur l'ensemble de la période 1988-2019 (0,257 Hm³/an), jugé le plus représentatif de la tendance actuelle. Ce scénario de référence anticipe une capacité résiduelle de 100,49 Hm³ en 2025, traduisant une perte supplémentaire de 1,54 Hm³ sur six ans et portant le taux de comblement à 5,04%. Le détail annuel de ces projections est consigné dans le tableau 54 ci-après.

Tableau 426: Scénario de référence taux d'envasement : 0,257 Hm³/an

Année	Capacité projetée (Hm ³)	Volume envasé (Hm ³)	Taux de comblement (%)
2019	102,03 (<i>mesuré</i>)	4,00	3,64%
2020	101,77	4,26	3,87%
2021	101,51	4,52	4,11%

2022	101,26	4,77	4,34%
2023	101,00	5,03	4,57%
2024	100,74	5,29	4,81%
2025	100,49	5,54	5,04%

Le barrage El Izdihar a été construit entre 1979 et 1989 puis mis en service en 1990. Il draine un bassin versant d'environ 1137 km² et possède une capacité initiale de stockage d'environ 110 hm³, dont environ 50 hm³ de volume régularisé. Il alimente notamment les villes de Sidi Bel Abbès, Oran et zones agricoles environnantes.

Une des rares études spécifiques portant sur l'envasement de ce barrage est celle de Bouklikha & Berrichi (2017), qui applique le modèle hydrosédimentaire PISA (Previsioni Interimento Serbatoi Artificiali) pour estimer la production de sédiments et leur accumulation. Cette étude modélisée, intégrant des données topographiques, lithologiques et d'occupation des sols via SIG, estime un taux global d'envasement d'environ 21,3 hm³ sur la période 1990–2004 pour le barrage El Izdihar.

L'étude met également en évidence que les méthodes traditionnelles d'estimation basées sur le levé bathymétrique, les concentrations en matières en suspension ou certains modèles hydrosédimentaires classiques donnent des valeurs beaucoup plus faibles que celles prévues par le modèle PISA (de l'ordre de 84 % à 93 % inférieures), ce qui souligne la sensibilité des estimations du taux d'envasement aux approches méthodologiques utilisées.

Un autre document universitaire (Laboratoire de l'Université Saad Dahlab de Blida, 2015) indique que la capacité actuelle de stockage du barrage El Izdihar est passée de 110 hm³ à environ 106,61 hm³ selon des évaluations avant 2013, ce qui traduit une certaine perte de capacité attribuable à l'envasement et aux opérations d'exploitation.

Une publication récente (Zobiri et al., 2018) rapporte des estimations historiques qui donnent une perspective d'évolution : en 2003 la capacité utile était évaluée à ~103 hm³ puis est descendue à ~95 hm³ en 2016, impliquant une perte cumulée d'environ 15 hm³ depuis l'origine, soit un taux d'envasement proche de 30 % si l'on extrapole ces valeurs pour la période 1990–2016. Cette même étude souligne que des aménagements anti-érosifs ont permis de réduire l'ampleur de l'envasement d'environ 45 % dans certaines zones marneuses du bassin, ce qui illustre l'effet positif des mesures de gestion du bassin versant sur l'évolution sédimentaire du réservoir.

Ces estimations restent toutefois partielles et parfois discordantes en raison du manque de séries longues de données bathymétriques systématiques. L'étude de Bouklikha & Berrichi (2017) fournit une base modélisée tandis que les données historiques de Zobiri et al. (2018) permettent de percevoir l'évolution empirique du taux d'envasement au fil du temps.

Tableau 43 : Synthèse des données d'envasement pour le barrage El Izdihar

Période couverte	Estimation de volume de sédiments accumulés	Taux d'envasement (approximatif)	Méthode / Source
1990–2004	~21,3 hm ³	≈19,4 % (sur 110 hm ³ initial)	Modélisation PISA (Bouklikha & Berrichi, 2017)
Avant 2013	110 → 106,61 hm ³	≈3,1 %	Données opérationnelles retenues
1990–2016 (est.)	110 → 95 hm ³	≈13,6 %	Estimations d'évolution (historique)

(Note : les taux sont calculés par rapport à la capacité initiale de 110 hm³.)

Ces données, même si elles restent fragmentaires, montrent que l'envasement du barrage El Izdihar est significatif et progressif. L'estimation modélisée par PISA (~21,3 hm³) suggère que près de 20 % de la capacité initiale du barrage aurait été comblée par les sédiments sur une période de 14 ans (1990–2004), mettant en évidence la forte sensibilité du réservoir à l'érosion des versants en amont dans un contexte semi-aride. En parallèle, les observations bathymétriques historiques indiquent une réduction de capacité de l'ordre de 10–15 % sur ~25 ans, ce qui est cohérent avec les pertes cumulées attendues dans des bassins similaires du Nord-Ouest algérien soumis à des épisodes de fortes crues.

La variation des estimations selon les méthodes montre l'importance d'un suivi systématique incluant levés bathymétriques réguliers, mesures des concentrations en matières en suspension et modélisation hydrosédimentaire adaptée, afin d'obtenir des évaluations robustes et comparables dans le temps.

4.5. Liaison entre les processus érosifs et la dynamique d'envasement

Les résultats du bilan hydrosédimentaire permettent de mieux comprendre l'origine et l'ampleur de l'envasement observé. Le bassin versant de l'oued Isser produit en moyenne 173 637 t/an de sédiments, soit une dégradation spécifique de 152,31 t·km⁻²·an⁻¹, une valeur qui reflète une érosion active et continue. Cette production sédimentaire soutenue explique en grande partie l'accélération du taux d'envasement, qui a bondi de 0,136 à 0,763 Hm³/an entre les deux périodes d'observation. Les facteurs en jeu sont bien identifiés : des pluies agressives ($R = 765,05$), des sols moyennement à fortement érodibles ($K = 0,251$) et un couvert végétal qui n'assure qu'une protection modérée ($C = 0,31$). Leur combinaison se traduit par des pertes en sol estimées à 233,2 t·ha⁻¹·an⁻¹ selon le modèle USLE. Si cette valeur paraît élevée par rapport à ce qui est mesuré à l'exutoire, c'est parce qu'une partie des sédiments se dépose en chemin et n'atteint le barrage que lors des crues les plus intenses, qui assurent à elles seules plus de la moitié du transport sédimentaire total.

4.6. Stratégies de lutte contre l'envasement

Les travaux consacrés à la lutte antiérosive en Algérie montrent que la protection durable des barrages repose avant tout sur une compréhension fine de la dynamique érosive des bassins versants, particulièrement dans le Nord-Ouest et au sein du bassin de la Tafna.

Les analyses récentes confirment la vulnérabilité marquée de ce bassin. L'étude cartographique de Zekri et Tounkob (2021), fondée sur la télédétection et les SIG, indique que 40,80 % de la superficie du bassin de la Tafna est soumise à des niveaux élevés à très élevés d'érosion hydrique. Cette sensibilité résulte de la combinaison de pentes accentuées, de formations géologiques friables et d'un couvert végétal dégradé. Les auteurs soulignent que ces conditions favorisent des apports solides importants vers les retenues en aval, constituant un facteur majeur d'envasement. Les résultats obtenus plus récemment par Hachemi et al. (2026), à partir du modèle RUSLE, précisent l'ampleur et la variabilité du phénomène : les pertes en sol varient de moins de 6 t/ha/an dans les secteurs les plus stables à 23–27 t/ha/an dans les zones fortement dégradées. L'évolution temporelle montre par ailleurs une augmentation globale d'environ 16 % des pertes en sol entre 1983 et 2023, ce qui renforce la nécessité d'interventions différenciées selon les sous-bassins.

Dans ce contexte, les aménagements hydro-agricoles constituent un levier central de protection des ouvrages hydrauliques. Dès les années 1970, des études menées sur l'oued Isser, affluent de la Tafna alimentant le barrage El Izdihar, recommandaient la mise en place de seuils en terre ou en gabions, de levées de terre et d'ouvrages de correction torrentielle afin de stabiliser les ravines et de limiter le transfert sédimentaire vers la retenue. Ces approches mécaniques visent à réduire l'énergie du ruissellement concentré et à favoriser la décantation des matériaux en amont. Les développements récents des outils géomatiques ont permis d'améliorer la planification de ces interventions, en hiérarchisant les zones prioritaires selon leur contribution potentielle aux flux solides.

Dans le Nord-Ouest algérien, plusieurs études mettent en évidence l'intérêt d'associer ces dispositifs techniques à des pratiques de conservation des sols ancrées dans les dynamiques locales. Les travaux réalisés à Béni Snous (wilaya de Tlemcen) montrent que les terrasses, murettes et cordons pierreux traditionnels, complétés par des techniques de Défense et Restauration des Sols (DRS), contribuent efficacement à la stabilisation des versants exposés. L'analyse croise les dimensions techniques et socio-économiques, soulignant que l'efficacité des dispositifs dépend aussi de leur appropriation par les populations. D'autres travaux décrivent des plans d'aménagement antiérosif dans le bassin de l'Isser combinant seuils de ravine et végétalisation ciblée afin de diminuer les apports sédimentaires vers le barrage El Izdihar, en favorisant l'infiltration et la dissipation de l'énergie des écoulements.

À l'échelle nationale, la lutte contre l'érosion s'inscrit dans une continuité historique. Les programmes de Défense et Restauration des Sols, initiés dès les années 1940, puis les approches de Gestion Conservatoire des Eaux, de la Biomasse et de la Fertilité des Sols (GCES) dans les années 1980, ont cherché à intégrer les aménagements antiérosifs aux pratiques agricoles. Banquettes d'absorption, reboisements, fixation des ravines et ouvrages hydrauliques de versant ont constitué les principaux outils mobilisés. Si leur mise en œuvre a parfois été limitée par des

contraintes d'entretien ou d'adhésion locale, les retours d'expérience montrent que la combinaison d'ouvrages mécaniques et de mesures biologiques demeure la stratégie la plus efficace pour réduire simultanément l'intensité des crues et les apports solides vers les barrages.

Ainsi, dans le bassin de la Tafna comme dans l'ensemble du Nord-Ouest algérien, la protection des retenues ne peut être dissociée d'une gestion intégrée des versants. Les données récentes soulignent que la maîtrise de l'envasement passe par une approche spatialisée, combinant aménagements mécaniques.

4.6.1. Actions préventives sur la protection des sols contre l'érosion

La maîtrise de l'envasement nécessite prioritairement une intervention à la source par la réduction de l'érosion des bassins versants. Face à l'ampleur du phénomène érosif en Algérie, plusieurs programmes de protection ont été mis en œuvre, intégrant des techniques de conservation des eaux et des sols. Parmi ces initiatives, la stratégie de Gestion Conservatoire des Eaux et de la Fertilité des Sols (GCES), adoptée depuis 1984, a progressivement remplacé les anciennes techniques de Défense et Restauration des Sols (DRS), souvent inadaptées aux réalités locales et rejetées par les populations rurales.

Le bassin versant de l'oued Isser n'a pas échappé à cette dynamique. Dès la fin de l'année 1989, Mazzour, en collaboration avec Roose de l'ORSTOM et l'INRF de Tlemcen, a installé un réseau de 17 parcelles expérimentales d'érosion réparties dans les principales stations écologiques du bassin. L'objectif était de quantifier le ruissellement et l'érosion en nappe en fonction des différents systèmes de production agro-sylvo-pastoraux pratiqués localement, et d'évaluer l'efficacité de certaines méthodes de lutte antiérosive (Mazzour et Roose, 1991).

Le traitement de l'érosion hydrique exige une approche globale à l'échelle du bassin versant, les flux sédimentaires en aval résultant du ruissellement sur l'ensemble du territoire amont.

Les stratégies préventives doivent être privilégiées. Les solutions curatives d'interception des sédiments en aval présentent des coûts élevés et des impacts environnementaux significatifs.

Toute intervention antiérosive requiert un diagnostic préalable identifiant les facteurs déclenchants, les zones sensibles et les aménagements appropriés, en collaboration avec les acteurs locaux.

4.6.1.1. Diminution de l'impact des gouttes d'eau (l'effet Splash)

Le maintien des résidus végétaux entre deux cultures crée une couverture protectrice qui réduit l'impact direct des précipitations sur le sol. En évitant le travail du sol, on préserve sa structure et sa résistance à l'érosion. Cette pratique permet également de conserver l'humidité du sol après les récoltes de printemps. Elle est particulièrement recommandée dans les zones où l'eau se concentre et sur les terrains en forte pente.

Les techniques culturales sans labour préservent la matière organique en surface, ce qui améliore la structure du sol. Celui-ci devient alors plus résistant au tassement et à la formation

de croûtes de battance. L'apport de fumier enrichit le sol en matière organique par décomposition progressive, alors que le labour des prairies permanentes, en exposant la matière organique accumulée à l'oxydation, entraîne son appauvrissement rapide.

Les couverts végétaux hivernaux protègent le sol pendant les périodes pluvieuses. Ils augmentent la rugosité de la surface, ce qui ralentit et disperse les ruissellements. Leur système racinaire renforce la stabilité du sol.

Les cultures intermédiaires réduisent l'impact des pluies et améliorent l'infiltration de l'eau. Elles captent également les nitrates et protègent ainsi la qualité de l'eau. Elles doivent être semées avant la mi-septembre, après les céréales d'hiver, sur un sol travaillé en surface. Plusieurs espèces peuvent être utilisées : seigle, ray-grass italien ou moutarde blanche. Ces couverts améliorent les rendements dès l'année suivante.

Le paillage présente aussi plusieurs avantages : il réduit l'érosion par la pluie et le vent, enrichit le sol en matière organique, favorise l'activité microbienne, retient l'eau de ruissellement et limite l'évaporation.

4.6.1.2. Amélioration de la capacité d'infiltration du sol

Les formations forestières, avec leurs horizons humifères et leur activité biologique, présentent une porosité favorable à l'infiltration.

Les opérations de décompactage fragmentent les agrégats et améliorent la conductivité hydraulique du substrat. Les travaux automnaux créent une rugosité limitant le colmatage superficiel et favorisant le stockage temporaire des précipitations.

Le tassement par des engins inadaptés réduit la porosité et altère les propriétés hydrodynamiques. Les passages répétés des engins créent des sillons qui concentrent les écoulements. L'utilisation d'équipements adaptés (roues jumelées, pneumatiques à basse pression) préserve la perméabilité du profil pédologique.

Les céréales d'hiver semées précocement atténuent l'impact des précipitations, réduisent le ruissellement et extraient les éléments solubles susceptibles de migrer vers les nappes.

4.6.1.3. Consolidation du sol

L'utilisation d'amendements organiques représente une approche essentielle pour améliorer les propriétés physiques des sols. L'apport de fumiers ou de composts permet de restaurer la porosité et de restructurer le sol, facilitant ainsi l'infiltration de l'eau tout en renforçant sa cohésion. Ces matières organiques favorisent la formation de complexes argilo-humiques qui assurent la stabilité structurale du sol et maintiennent sa porosité. Parallèlement, l'application d'amendements calciques, sous forme de marne ou de chaux, contribue à stabiliser la structure du sol et à limiter les phénomènes de battance.

4.6.1.4. Limiter le travail excessif du sol

Il convient d'éviter une fragmentation excessive du sol (réduction en particules trop fines) afin de prévenir les risques de formation de croûtes de battance (compaction de la surface sous l'effet de la pluie) et d'assurer des conditions optimales de germination. À cet effet, la préparation d'un lit de semence consolidé, présentant des agrégats de 3 à 5 cm de diamètre (petites mottes de terre), est recommandée. La surface du sol doit conserver une rugosité et une porosité suffisantes (structure irrégulière et aérée) pour maintenir une capacité d'infiltration élevée, réduisant ainsi les phénomènes de ruissellement (écoulement de l'eau en surface). Ces objectifs nécessitent d'intervenir sur un sol présentant un état hydrique approprié, c'est-à-dire ressuyé (suffisamment sec après drainage naturel de l'eau excédentaire), et de limiter le nombre d'opérations culturales (passages d'engins agricoles).

4.6.1.5. Minimiser la concentration des eaux

Dans l'élaboration des PDAU et POS, il est recommandé de limiter les points de rejet des réseaux d'assainissement, leur multiplication créant des zones de concentration des écoulements. Cette considération s'applique également aux infrastructures routières.

Pour les espaces agricoles, la réduction des parcelles et la restauration du maillage bocager permettent de créer des zones tampons ralentissant le ruissellement. Le travail du sol perpendiculairement à la pente réduit la vitesse d'écoulement et les risques d'érosion. Enfin, la compaction du sol par les engins agricoles doit être évitée (Soltner, 1992), car elle augmente le potentiel de ruissellement.

4.6.1.6. Les aménagements hydrauliques

Les aménagements hydrauliques doivent être implantés en amont pour canaliser et stocker les eaux excédentaires. Leur efficacité repose sur leur succession le long de la pente et nécessite une connaissance précise du bassin versant pour adapter les solutions aux risques locaux.

Pour limiter les volumes de ruissellement, les bandes enherbées permettent de réduire l'érosion et de filtrer les polluants agricoles. La séparation des zones émettrices et des zones de pente, par l'installation de bandes enherbées et de fossés de rétention, évite la concentration hydrique dans les talwegs.

Plusieurs aménagements permettent de limiter la concentration du ruissellement et de créer des zones de dépôts : les modelés topographiques (modifications du relief), les barrages en paille (structures temporaires de rétention), les diguettes (petites digues avec fossés de stockage), les mares tampons (bassins de rétention), les talus boisés (barrières végétales), les haies et les banquettes d'absorption (terrasses permettant l'infiltration). Les haies jouent un rôle particulièrement important en déviant les écoulements et en créant des barrières physiques qui ralentissent l'eau. Elles protègent ainsi les surfaces du bassin versant contre l'érosion et favorisent l'infiltration des nitrates et autres produits phytosanitaires dans le sol, permettant leur piégeage naturel. Toutefois, leur efficacité dépend largement des pratiques culturales adoptées, notamment de l'entretien des haies et de la gestion des parcelles adjacentes (Gauvin, 2000).



Photo 9 : Ecoulement concentré qui traverse la bande enherbée

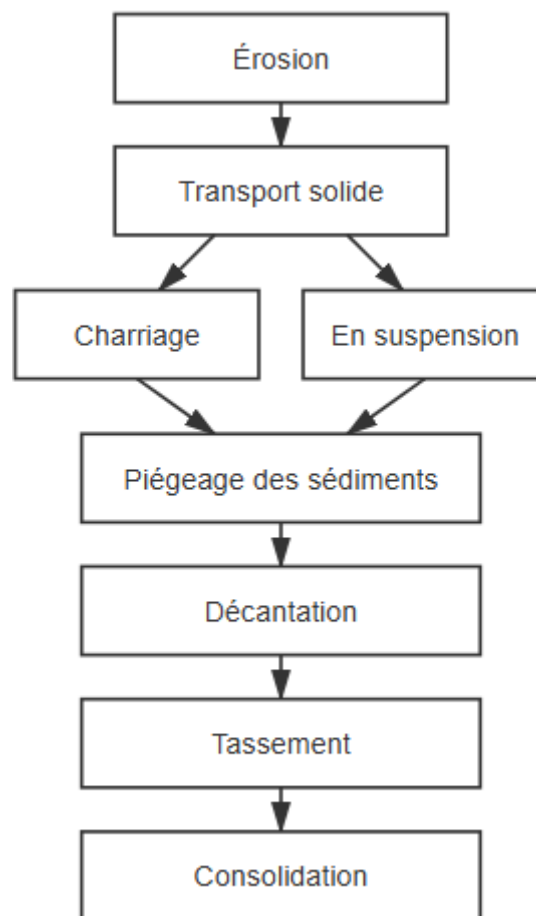


Figure 63 : Organigramme des mécanismes de sédimentation dans les retenues

4.6.2. Moyens de lutte contre l'envasement utilisés en Algérie

La majorité des barrages en Algérie ont une durée de vie de l'ordre d'une trentaine d'année. Il est rare cependant, que l'on puisse admettre à l'issue d'une période aussi courte, l'abondons d'un aménagement hydraulique particulièrement lorsqu'il s'agit de réservoirs

destinés à l'adduction en eau potable ou l'irrigation dont les intérêts socio-économiques justifient une garantie de service illimitée. Il importe donc, non seulement de prévoir le rythme de comblement de la retenue de façon aussi précise que possible, de manière à prendre les dispositions économiques et sociales qui s'imposent mais aussi et surtout de sauvegarder au maximum l'existence de la retenue en luttant contre ce phénomène utilisé en Algérie. Nous pouvons citer :

4.6.2.1. Aménagement des bassins versants

La lutte la plus efficace s'opère à la source de production sédimentaire, au niveau du bassin versant. Les interventions comprennent le reboisement, la construction de banquettes antiérosives et l'aménagement des ravines par correction torrentielle.

4.6.2.2. Techniques de dévasement

Parallèlement aux actions préventives (reboisement, corrections torrentielles), des opérations curatives sont menées selon différentes modalités.



Photo 10 : Techniques de dévasement

4.6.2.3. Soutirage des courants de densité

L'ouverture des pertuis de vidange lors des crues constitue l'une des techniques les plus éprouvées pour lutter contre l'envasement. En laissant s'échapper les courants de densité chargés en particules fines qui progressent vers le pied du barrage, cette méthode permet de préserver une part significative de la capacité de stockage. C'est dans ce sens que les travaux de Remini et ses collaborateurs ont apporté une contribution majeure, en documentant rigoureusement son application sur les barrages algériens d'Ighil Emda (Remini et al., 1995 ; 1996) et d'Erraguene (Remini, 1997 ; Remini et Ouidir, 2017), où les résultats obtenus ont démontré l'efficacité réelle de cette approche dans la prolongation de la durée de vie des ouvrages.



Photo 11 : Soutirage des courants de densité

4.6.2.4. Évacuation par vannes de fond

L'ouverture périodique des vannes permet d'extraire les dépôts accumulés dans les zones basses et d'éviter leur blocage. Ces manœuvres régulières sont essentielles, tout retard pouvant entraîner des dommages importants.



Photo 12 : Évacuation par vannes de fond

4.6.2.5. Dragage mécanique

Lorsque le taux d'envasement dépasse 50%, le dragage constitue une solution ultime pour prolonger la durée de vie de l'ouvrage. Cette technique a été appliquée sur plusieurs barrages algériens, notamment Sig, Cheurfas I, Hamiz, Ksob, Fergoug II et Bouhanifia.



Photo 13 : dragage mécanique

4.6.2.6. Surélévation de l'ouvrage

Pour les grands barrages fortement envasés, la surélévation de la digue de quelques mètres permet de récupérer un volume de stockage supplémentaire sans nécessiter l'extraction des sédiments.



Photo 14 : Surélévation de l'ouvrage

4.6.2.7. Chasses hydrauliques

La technique des chasses hydrauliques, souvent désignée sous le terme de "chasses à l'Espagnole", constitue une méthode préventive applicable aux barrages de dimension modeste. Cette technique a été mise en œuvre sur plusieurs ouvrages algériens, notamment les barrages du Hamiz, Beni Amrane et K'sob.

Le principe consiste à vidanger complètement la retenue au début de l'automne et à maintenir toutes les vannes ouvertes jusqu'aux premières pluies. Les crues automnales, circulant librement à travers l'ouvrage, entraînent les sédiments de l'année qui ne se sont pas encore consolidés. L'efficacité de cette méthode dépend toutefois de plusieurs conditions : disposer d'organes de vidange fonctionnels, accepter une perte temporaire de la capacité de stockage, et bénéficier de crues suffisamment puissantes pour assurer l'évacuation des sédiments.

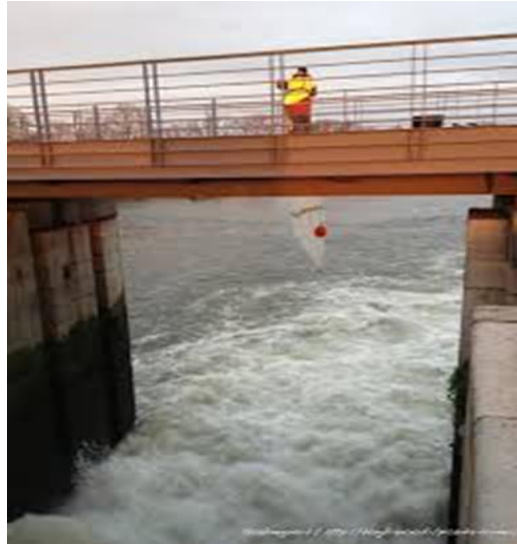


Photo 15 : Chasse hydraulique

4.7.Impacts du changement climatique sur la dynamique érosive des bassins versants

4.7.1. Influence du changement climatique sur la dynamique érosive

Les projections établies à partir des données de 2019 indiquent une progression constante de l'envasement du barrage, avec un volume envasé cumulé passant de 4 Hm³ en 2019 à 4,78 Hm³ en 2025, soit une augmentation de 19,5% en six ans. (Ouest tribune ,2022) Le taux de comblement suivrait une trajectoire ascendante, progressant de 3,64% à 4,35%, avec un rythme d'accumulation sédimentaire moyen de 0,13 Hm³ par an. Cette dynamique d'envasement, bien que modérée, reste néanmoins influencée par les événements hydrologiques exceptionnels. La crue majeure survenue entre le 6 et le 10 octobre 1997, qui a généré un volume de 65,98 Mm³, illustre la capacité des épisodes pluviométriques intenses à mobiliser d'importantes charges sédimentaires en quelques jours seulement. Ces crues éclair concentrent le transport solide sur de courtes périodes et peuvent affecter significativement le bilan d'envasement annuel.

4.7.2. Impact sur les nappes phréatiques côtières

Selon Tadrist et al. (2016), l'envasement des barrages engendre des impacts indirects sur les ressources en eau souterraines, notamment à travers le colmatage des zones de recharge situées en aval. Leur étude sur le barrage de Boukourdane a mis en évidence la remobilisation des particules fines lors des lâchers d'eau, conduisant à une réduction progressive de la perméabilité des sols. Ce processus affecte particulièrement les aquifères côtiers déjà vulnérables à l'intrusion saline en raison de la surexploitation par pompage. Les auteurs soulignent que la contamination saline des nappes côtières constitue un phénomène difficilement réversible, nécessitant une approche de gestion intégrée qui prenne en compte l'ensemble des composantes du cycle hydrologique régional (Tadrist et al., 2016).

4.7.3. Pérennité socio-économique des infrastructures hydrauliques

L'envasement accéléré des barrages compromet leur rentabilité économique, avec des durées de vie effectives souvent réduites par rapport aux prévisions initiales. Les coûts de réhabilitation (surélévation, dragage) peuvent s'avérer prohibitifs, atteignant parfois 70 dollars par mètre cube pour le dragage (ministère de l'Équipement et de l'eau, Maroc, 2025). Cette réalité impose une réévaluation des analyses économiques tenant compte des charges réelles de gestion de l'envasement (Remini & Hallouche, 2005). De plus, la perte de capacité survient alors que la demande en eau augmente, forçant la construction de nouveaux barrages sur des sites moins favorables et donc plus coûteux.

5. Perspectives pour la Tafna et la protection des barrages

Les études récentes consacrées à la lutte antiérosive dans les bassins versants algériens, en particulier dans le Nord-Ouest et le bassin de la Tafna, mettent en évidence une hiérarchie claire de l'efficacité des différentes interventions selon leur nature, leur échelle spatiale et leur durée d'application. L'analyse comparative des dispositifs structurels, biologiques et intégrés permet de mieux comprendre les conditions de protection durable des barrages exposés à un fort envasement.

Les mesures structurelles seuils en gabions ou en béton, banquettes d'absorption, cordons pierreux, terrasses et ouvrages de correction torrentielle, constituent des réponses directes à la dynamique du ruissellement concentré. Les observations réalisées dans plusieurs sous-bassins du Nord-Ouest algérien montrent que ces dispositifs peuvent réduire le ruissellement de surface de 20 à 45 % et diminuer les pertes en sol de 30 à 70 %, selon la densité d'implantation et la déclivité des versants. Dans les ravines aménagées, le piégeage sédimentaire local peut atteindre 40 à 60 % des apports solides. Les simulations spatialisées réalisées sur le bassin de la Tafna indiquent que les secteurs bénéficiant d'aménagements mécaniques présentent des taux d'érosion inférieurs à 10 t/ha/an, alors que les zones non traitées peuvent dépasser 23 à 27 t/ha/an. Ces résultats confirment l'efficacité rapide des mesures mécaniques pour limiter les flux solides vers les retenues, notamment dans le cas des barrages implantés sur l'oued Isser et ses affluents. Toutefois, leur performance reste conditionnée par l'entretien des ouvrages et par l'intégration d'un couvert végétal stabilisateur.

Les mesures biologiques, fondées sur la reforestation, l'enherbement contrôlé, la fixation des talus et l'agroforesterie, agissent de manière plus progressive mais durable. L'augmentation du couvert végétal observée dans plusieurs secteurs pilotes du Nord-Ouest algérien varie de 15 à 35 % après intervention, avec une réduction des pertes en sol de l'ordre de 25 à 50 % à moyen terme. Dans les zones du bassin de la Tafna où le couvert végétal demeure dense, les pertes en sol sont généralement inférieures à 6 t/ha/an, ce qui souligne l'effet déterminant de la protection biologique des sols. Ces dispositifs améliorent l'infiltration, réduisent l'énergie cinétique des pluies et stabilisent les horizons superficiels, mais leur efficacité dépend fortement des conditions climatiques, de la pression pastorale et du risque incendiaire.

L'expérience acquise dans les bassins versants du Nord-Ouest montre cependant que l'approche la plus performante repose sur la combinaison des deux types d'interventions. Les

programmes associant correction torrentielle, banquettes, reboisement et pratiques culturales conservatoires permettent de réduire les pertes en sol de 60 à 85 %, selon les contextes morphologiques. Les sous-bassins ayant bénéficié d'interventions intégrées présentent une diminution des apports solides vers les retenues estimée entre 50 et 80 %, accompagnée d'une baisse mesurable de la turbidité en période de crue. Cette complémentarité assure une action immédiate sur les flux concentrés tout en stabilisant durablement les versants diffus.

Dans le bassin de la Tafna, où près de 40 % des surfaces demeurent exposées à une érosion élevée et où les taux locaux peuvent dépasser 25 t/ha/an, la protection des barrages exige une planification multi-échelles. L'identification prioritaire des sous-bassins producteurs de sédiments, la correction ciblée des ravines actives, le reboisement stratégique des pentes supérieures à 12–15 % et le suivi géomatique continu constituent les fondements d'une stratégie cohérente. L'augmentation estimée d'environ 16 % des pertes en sol sur les dernières décennies renforce la nécessité d'une gestion intégrée face à la variabilité climatique croissante.

Ainsi, les travaux récents convergent vers une conclusion nette : la lutte antiérosive dans le Nord-Ouest algérien ne peut se limiter à des interventions ponctuelles en aval des barrages. Seule une approche intégrée, combinant aménagements mécaniques, restauration biologique et gestion territoriale adaptée, permet de ralentir significativement l'envasement des retenues et d'accroître durablement leur durée de vie hydraulique.

Les résultats de cette recherche sur l'envasement du barrage El Izdihar et la dynamique érosive du bassin versant de l'Oued Isser soulèvent des questions importantes qui dépassent le cadre strictement technique. Au-delà des chiffres et des mesures, c'est toute une réflexion sur la gestion durable de nos ressources en eau qui s'impose, dans un contexte où le changement climatique et la pression anthropique redessinent progressivement le paysage hydraulique algérien.

5.1. Perspectives scientifiques et techniques

5.1.1. Suivi en temps réel de l'envasement

L'une des principales limites rencontrées au cours de cette recherche concerne l'insuffisance de données continues et actualisées relatives à l'évolution de l'envasement. Les levés bathymétriques, bien qu'indispensables pour évaluer la capacité de stockage et la distribution des dépôts sédimentaires, demeurent généralement ponctuels et espacés dans le temps, ce qui limite la compréhension fine de la dynamique sédimentaire. Dans ce contexte, le développement de systèmes de surveillance continue reposant sur des technologies modernes apparaît comme une perspective particulièrement prometteuse pour améliorer le suivi et la gestion des retenues.

Une première voie d'amélioration concerne l'intégration de capteurs acoustiques intelligents installés de manière permanente dans la retenue. Ces dispositifs permettraient de suivre en continu l'évolution des dépôts sédimentaires sans recourir à des campagnes bathymétriques lourdes et coûteuses. Des initiatives algériennes émergent déjà dans ce domaine, notamment avec le développement d'un drone aquatique autonome par le Centre de Développement des Technologies Avancées (CDTA), spécialement conçu pour la surveillance

bathymétrique des barrages. En parallèle, des systèmes de capteurs installés dans certaines infrastructures hydrauliques permettent déjà un suivi en temps réel de paramètres hydrologiques et sédimentaires, ouvrant la voie à une modernisation progressive des méthodes de monitoring.

Dans la même logique, la télédétection par satellite et l'utilisation de drones aériens offrent des perspectives particulièrement intéressantes pour le suivi des bassins versants. Ces technologies permettent de cartographier régulièrement l'état du territoire, d'identifier les zones sources d'érosion et d'évaluer l'efficacité des aménagements antiérosifs mis en place. Leur accessibilité croissante en fait des outils particulièrement adaptés pour améliorer la compréhension de la dynamique sédimentaire. L'expérience marocaine illustre clairement ce potentiel : plusieurs travaux ont démontré l'apport de la télédétection dans l'étude diachronique de l'envasement des retenues, notamment dans le bassin de la Moulouya, grâce à l'utilisation combinée d'images satellitaires issues des capteurs SPOT, Landsat ou QuickBird, complétées par des observations de terrain.

Par ailleurs, ces outils d'observation peuvent être avantageusement complétés par le développement de modèles de prévision du transport solide, capables d'anticiper les épisodes de forte mobilisation sédimentaire à partir des prévisions météorologiques. Une telle modélisation prédictive permettrait d'adopter une gestion proactive des ouvrages, notamment en ajustant l'ouverture des vannes de soutirage lors des crues afin de faciliter l'évacuation des sédiments. Des approches de gestion prévisionnelle basées sur l'intégration de données hydrométéorologiques sont déjà expérimentées dans certains systèmes hydrauliques et montrent des résultats encourageants.

Dans ce cadre, le recours à un drone aquatique autonome constitue également une avancée technologique particulièrement notable pour le suivi bathymétrique des retenues. Ce dispositif robotisé permet de réaliser des levés à haute résolution spatiale dans des délais très courts, tout en réduisant considérablement les moyens humains et matériels mobilisés lors des campagnes traditionnelles. Les données acquises peuvent être transmises en temps réel, ce qui améliore la fréquence et la précision du suivi sédimentaire. Développé par le CDTA en collaboration avec l'ANBT, cet outil représente une solution innovante susceptible de contribuer à une gestion plus efficace et durable des barrages.

Ces différentes avancées technologiques ne relèvent plus uniquement du domaine prospectif, mais correspondent désormais à des applications concrètes progressivement intégrées dans la gestion des ressources en eau. Plusieurs pays du pourtour méditerranéen, notamment le Maroc, ont déjà engagé des démarches opérationnelles dans ce domaine, avec des résultats encourageants. Dans ce contexte, l'Algérie dispose également d'atouts significatifs pour s'inscrire dans cette dynamique, en s'appuyant à la fois sur les expériences régionales et sur ses propres capacités d'innovation technologique, comme en témoigne le développement du drone aquatique par le CDTA.

Au-delà du suivi direct des retenues, il apparaît également essentiel de mieux comprendre les mécanismes de production et de transfert des sédiments au sein du bassin versant. À cet égard, la cartographie précise des zones sources de sédiments constitue une étape fondamentale. En effet, toutes les parcelles d'un bassin ne contribuent pas de manière

équivalente aux apports sédimentaires. L'identification des quelques secteurs « points chauds » responsables de la majeure partie de l'érosion permettrait de cibler prioritairement les actions de conservation des sols là où elles sont les plus efficaces (Souidi et al., 2017 ; Zekri & Tounkob, 2021).

Dans cette optique, l'analyse scientifique gagnerait également à être complétée par une meilleure prise en compte des pratiques agricoles locales. Les agriculteurs de la région disposent en effet d'un savoir empirique précieux concernant l'évolution de leurs terres et les transformations des paysages agricoles. Une approche participative, associant mesures scientifiques et connaissances locales, permettrait d'enrichir l'interprétation des processus érosifs et d'améliorer l'évaluation de la production sédimentaire au sein du bassin versant (Batista et al., 2022 ; Akhtar et al., 2022).

Par ailleurs, une attention particulière doit être accordée à l'étude de la connectivité sédimentaire. Tous les sédiments mobilisés dans les versants n'atteignent pas nécessairement la retenue : une partie d'entre eux peut être temporairement stockée dans les plaines alluviales, les terrasses fluviales ou derrière divers obstacles naturels. L'analyse de ces processus de stockage et de transfert permet d'affiner la compréhension des flux sédimentaires réellement acheminés vers le barrage, améliorant ainsi la capacité de prévision des phénomènes d'envasement (Batista et al., 2022).

Enfin, la gestion durable des réservoirs nécessite également d'explorer des solutions innovantes de dévasement et de gestion des sédiments. Les techniques classiques, telles que le dragage mécanique ou les chasses hydrauliques, présentent en effet plusieurs limites liées à leurs coûts élevés, à leurs contraintes opérationnelles et à leurs impacts environnementaux. Ces contraintes justifient l'exploration d'approches alternatives plus intégrées (Khan, 2024).

Dans cette perspective, la valorisation des sédiments extraits constitue une piste particulièrement intéressante. Plutôt que de considérer les matériaux issus du dragage comme de simples déchets, plusieurs études envisagent leur réutilisation comme ressource utile, notamment comme amendement pour les sols agricoles ou comme matériau dans certains travaux de construction. Dans les régions semi-arides, l'utilisation des sédiments comme conditionneurs de sol pourrait contribuer à améliorer la fertilité et la productivité agricole, sous réserve d'une analyse préalable de leurs propriétés physico-chimiques (Journal of Soils and Sediments, 2022 ; Reuse of sediment as soil conditioner, 2023). Des recherches menées en Algérie ont également exploré les possibilités de valorisation géotechnique et routière des sédiments dragués, ouvrant des perspectives intéressantes de réemploi local (Serbah, 2011 ; Bourabah, 2012).

Par ailleurs, certaines stratégies reposent sur la mise en place de systèmes de bypassing sédimentaire, destinés à faciliter le transit naturel des sédiments lors des périodes de crue ou à optimiser leur évacuation vers l'aval. Ces dispositifs s'inscrivent dans des approches de gestion opérationnelle adaptative des réservoirs, visant à réduire l'accumulation sédimentaire sans dépendre exclusivement des techniques mécaniques traditionnelles (Khan, 2024).

Dans le même esprit, la gestion adaptative des niveaux d'eau constitue une autre piste explorée pour limiter l'envasement. L'ajustement stratégique du niveau de la retenue,

notamment durant les saisons de crue, peut favoriser l'évacuation naturelle de certaines fractions sédimentaires par des mécanismes de densité ou de suspension fine. Cette approche s'inscrit dans une vision intégrée de la gestion des réservoirs, combinant considérations hydrologiques, sédimentaires et opérationnelles, afin de prolonger la durée de vie utile des ouvrages et de réduire la fréquence des opérations de dragage (Khan, 2024).

Ainsi, l'intégration de technologies de suivi avancées, d'approches scientifiques interdisciplinaires et de stratégies innovantes de gestion des sédiments apparaît aujourd'hui comme une condition essentielle pour améliorer durablement la gestion de l'envasement des barrages et assurer la pérennité des ressources hydriques dans les bassins versants semi-arides.

5.1.2. Perspectives environnementales et écologiques

5.1.2.1. Restauration écologique du bassin versant

Au-delà des aspects strictement hydrauliques, la problématique de l'envasement des barrages invite à adopter une approche plus globale et intégrée de la gestion des bassins versants, dans laquelle les dimensions écologiques, paysagères et socio-économiques occupent une place centrale. Dans cette perspective, la lutte contre l'érosion et la réduction des apports sédimentaires ne peuvent être envisagées de manière isolée, mais doivent s'inscrire dans une stratégie combinant conservation des sols, restauration de la couverture végétale et préservation des fonctions écologiques des écosystèmes (de Mello et al., 2017 ; Black River Watershed, 2016).

Dans ce cadre, la mise en œuvre d'un programme ambitieux de reboisement constitue un levier d'action prioritaire. Il ne s'agirait pas d'un reboisement limité à une démarche administrative ou statistique, mais d'un véritable projet écologique et territorial, reposant sur l'implication active des populations locales. L'introduction d'essences végétales adaptées au climat méditerranéen, incluant notamment des arbres fruitiers et des plantes aromatiques à valeur économique, permettrait non seulement de stabiliser les sols et de réduire les phénomènes d'érosion, mais également de renforcer le lien entre les habitants et la protection de leur environnement. Une telle approche favorise ainsi l'appropriation locale des initiatives de restauration écologique tout en contribuant à la diversification des ressources économiques rurales (de Mello et al., 2017).

Parallèlement, la création de zones humides tampon le long des cours d'eau représente une autre mesure écologique susceptible de renforcer la régulation naturelle des flux sédimentaires. Ces espaces, aménagés dans les secteurs stratégiques du réseau hydrographique, peuvent jouer un rôle important dans le piégeage naturel des sédiments, tout en contribuant à l'amélioration de la qualité de l'eau et au maintien d'habitats favorables à la biodiversité. En outre, ces zones humides peuvent offrir des ressources saisonnières pour les activités pastorales, tout en participant à la régulation hydrologique du bassin versant, notamment lors des épisodes de crue (Black River Watershed, 2016 ; Veille Eau.com, 2025).

Enfin, la restauration écologique du bassin versant peut-être renforcée par la mise en place de corridors écologiques. La reconstitution d'un réseau de haies, de bandes enherbées et de ripisylves ne contribue pas uniquement à limiter les processus érosifs. Ces structures

végétales jouent également un rôle essentiel dans la connectivité écologique des habitats, favorisant la circulation des espèces et le maintien de la biodiversité. Par ailleurs, elles participent à l'amélioration de la structure paysagère du territoire et renforcent la résilience des écosystèmes face aux aléas climatiques et aux pressions anthropiques, tout en générant des bénéfices écosystémiques durables pour l'ensemble du bassin versant (de Mello et al., 2017 ; NAP, 2002).

5.1.2.2. Impact du changement climatique

Le changement climatique constitue un défi majeur pour l'Algérie, pays situé au sud du bassin méditerranéen, où les précipitations jouent un rôle essentiel dans la disponibilité des ressources en eau (Boursali, Baba Hamed & Bouanani, 2025 ; Gherissi et al., 2017 ; Djellouli, 2019). Le climat semi-aride à aride du pays, avec des étés très chauds, des hivers froids et des ressources hydriques limitées, rend le territoire particulièrement vulnérable aux aléas climatiques et aux sécheresses prolongées.

Les études menées sur le bassin versant de la Tafna montrent que certaines périodes de sécheresse, notamment celles débutant en 1990 et en 2018, ont provoqué une réduction significative des écoulements de surface, jusqu'à 69 % dans certaines zones, et affectent également la recharge des nappes phréatiques (Meddi et Meddi, 2009 ; Ghenim et al., 2010). Ces tendances suggèrent que l'intensité et la fréquence des événements hydrologiques extrêmes risquent d'augmenter, impactant la gestion des barrages et des ouvrages annexes (Boursali, Baba Hamed & Bouanani, 2025).

L'allongement des périodes de sécheresse implique d'accompagner les usagers, notamment agriculteurs et collectivités locales, vers des pratiques plus économes en eau, tout en assurant le développement économique et social des régions concernées (Benali Khodja et al., 2022).

Compte tenu de la vulnérabilité croissante des ressources en eau, il est nécessaire d'explorer des solutions complémentaires telles que la recharge artificielle des nappes, la création de petites retenues collinaires et la récupération des eaux pluviales, afin de réduire la dépendance à un unique barrage et d'améliorer la résilience des systèmes hydriques (Veille-Eau.com, 2025).

5.1.3. Perspectives socio-économiques et institutionnelles

5.1.3.1. Implication des populations locales : de l'information à la participation

L'un des constats majeurs de l'étude réside dans le décalage persistant entre les enjeux techniques liés à la gestion des barrages et la perception qu'en ont les populations locales**. Or, de nombreux travaux soulignent que la participation active des habitants constitue un levier déterminant pour renforcer la durabilité des interventions et l'efficacité des mesures de protection des bassins versants (Benbrahim et al., 2020 ; Benaouda et al., 2021). Dans cette perspective, l'intégration des acteurs locaux dans les dispositifs de gestion apparaît comme une condition essentielle pour améliorer la gouvernance des ressources hydriques.

Dans ce cadre, la mise en place d'un observatoire citoyen du bassin versant pourrait constituer une première étape structurante. L'instauration de relais locaux – tels que les enseignants, les agriculteurs ou les membres d'associations – permettrait d'établir un lien direct entre les gestionnaires des barrages et les populations riveraines. Ces acteurs, véritables « sentinelles de l'eau », seraient en mesure de signaler les évolutions observées sur le terrain, notamment en matière de dégradation des sols, de phénomènes d'érosion ou de risques d'envasement. Une telle organisation favoriserait ainsi une gestion plus participative, réactive et ancrée dans les réalités territoriales (Benaouda et al., 2021).

Parallèlement, le développement de l'éducation environnementale constitue un autre levier fondamental pour renforcer l'appropriation locale des enjeux liés à la gestion de l'eau et des sols. La sensibilisation des élèves dès le cycle primaire aux problématiques d'érosion, de ruissellement et de préservation des ressources hydriques contribue à instaurer une véritable culture de la protection de l'environnement. Des programmes pédagogiques intégrant des activités pratiques, des observations de terrain ou des projets éducatifs liés au bassin versant peuvent ainsi favoriser une évolution durable des représentations et des comportements environnementaux des générations futures (Baghli et al., 2018 ; Meddi et al., 2009).

Enfin, au-delà de la sensibilisation et de la participation citoyenne, la valorisation économique des pratiques agricoles favorables à la conservation des sols apparaît comme un instrument complémentaire de gestion durable. Les agriculteurs jouent en effet un rôle central dans la régulation des flux sédimentaires à l'échelle du bassin versant. Des pratiques telles que le maintien d'une couverture végétale permanente, l'agroforesterie ou l'aménagement de dispositifs antiérosifs contribuent à limiter le ruissellement et les pertes de sols, générant ainsi des bénéfices collectifs pour l'ensemble du territoire. Dans ce contexte, la mise en place de mécanismes de paiement pour services écosystémiques pourrait constituer un outil incitatif pertinent, en reconnaissant et en rémunérant les efforts consentis par les agriculteurs pour la protection des ressources naturelles (Benbrahim et al., 2020 ; FAO, 2019).

Ainsi, l'articulation entre participation citoyenne, éducation environnementale et incitations économiques apparaît comme une approche complémentaire aux solutions techniques classiques. Une telle stratégie permettrait de renforcer l'efficacité des politiques de lutte contre l'érosion et l'envasement des barrages, tout en favorisant une gestion plus inclusive et durable des bassins versants.

5.1.3.2. Renforcement de la gouvernance de l'eau à l'échelle du bassin

La gestion durable de l'envasement et des ressources en eau ne peut être véritablement efficace qu'au sein d'un cadre institutionnel solide et cohérent, impliquant l'ensemble des acteurs concernés. En effet, la complexité des processus hydrologiques et sédimentaires à l'échelle des bassins versants exige une coordination étroite entre les institutions publiques, les collectivités territoriales, les usagers de l'eau et les acteurs socio-économiques. Dans cette perspective, plusieurs mesures peuvent être envisagées afin de renforcer la gouvernance et d'améliorer l'efficacité des politiques de gestion intégrée des bassins versants (Benaouda et al., 2021 ; Meddi, 2009).

Dans un premier temps, la création d'un comité de bassin réellement opérationnel apparaît comme un instrument institutionnel central. Une telle structure, réunissant les représentants de l'État, les collectivités locales, les agriculteurs, les industriels ainsi que les associations locales, permettrait d'élaborer et de suivre un plan de gestion intégrée du bassin versant sur le long terme, généralement envisagé sur des horizons de 20 à 30 ans. Cette instance favoriserait non seulement la planification stratégique, mais également la coordination des actions visant la prévention de l'érosion, la restauration des milieux dégradés et le suivi régulier des interventions engagées (Benaouda et al., 2021).

Toutefois, la mise en œuvre de telles stratégies nécessite également des moyens financiers adaptés et pérennes. Dans ce contexte, la création d'un fonds dédié à la protection du bassin versant constituerait un outil complémentaire essentiel. Alimenté par les différents usagers de l'eau selon le principe du pollueur-payeur, ce mécanisme pourrait soutenir financièrement les programmes de conservation des sols, les opérations de restauration écologique ainsi que les actions visant à réduire les processus d'érosion et de transport sédimentaire. Une telle approche contribuerait à assurer une gestion durable et équitable des ressources hydriques (Benbrahim et al., 2020 ; FAO, 2019).

Enfin, l'efficacité de ces dispositifs institutionnels repose également sur une coordination territoriale renforcée. Les bassins versants constituant des entités hydrologiques naturelles, leurs limites ne correspondent pas nécessairement aux frontières administratives des wilayas. Dès lors, l'amélioration de la coordination interwilayas s'avère indispensable pour garantir la cohérence des politiques d'aménagement et éviter les duplications d'actions. Une coopération institutionnelle plus étroite entre les différentes wilayas concernées permettrait ainsi de mieux harmoniser les stratégies de gestion de l'eau et de protection des sols, tout en favorisant une approche véritablement intégrée à l'échelle du bassin versant (Ministère des Ressources en Eau, Algérie).

5.1.3.3. Développement d'une économie locale autour de la préservation de l'eau

La protection du barrage ne doit pas être envisagée uniquement sous l'angle technique ou environnemental, mais également comme une opportunité de développement durable pour les communautés locales (UNEP et al., 2008). En effet, la préservation du bassin versant peut générer des retombées économiques et sociales positives, à condition d'intégrer des initiatives valorisant les ressources naturelles et les savoir-faire locaux.

Dans cette perspective, le développement de l'écotourisme et la valorisation du patrimoine hydraulique constituent une première voie prometteuse. Le barrage et l'ensemble de son bassin versant pourraient être intégrés dans des circuits d'écotourisme, offrant aux visiteurs des activités de découverte du paysage, de la biodiversité et des infrastructures hydrauliques. Une telle valorisation permettrait non seulement de générer des revenus pour les populations locales, mais aussi de renforcer la sensibilisation du public aux enjeux liés à la gestion et à la préservation des ressources en eau. De plus en plus, les grands barrages participent à l'attractivité touristique des territoires, contribuant ainsi à renforcer la conscience collective de

l'importance de la protection des écosystèmes aquatiques et des infrastructures hydrauliques (Villaroya et al., 2016 ; EDF, 2017).

Parallèlement, la promotion d'une agriculture de conservation économiquement valorisée représente un levier essentiel pour concilier production agricole et protection des sols. Le développement de filières à haute valeur ajoutée, telles que l'agriculture biologique ou les produits du terroir bénéficiant de labels de qualité, permet de valoriser les pratiques respectueuses de l'environnement. L'agriculture de conservation, fondée notamment sur la couverture permanente des sols, la diversification des cultures et la réduction du travail du sol, contribue à réduire significativement l'érosion hydrique dans les bassins versants (FAO, n.d.). Les expériences menées dans plusieurs régions du Maghreb ont d'ailleurs démontré l'efficacité de ces approches pour limiter les apports sédimentaires vers les retenues de barrages (Mazouzi et al., 2021 ; Toumi et al., 2018). Dans ce contexte, la conservation des terres apparaît comme une stratégie déterminante pour maintenir la productivité agricole tout en protégeant les infrastructures hydrauliques (FAO, n.d. ; Reverdy et al., 2025).

Enfin, la mise en œuvre de ces initiatives ouvre également des perspectives importantes en matière de formation et de création d'emplois verts. Les programmes de restauration et de protection des bassins versants nécessitent en effet le développement de nouvelles compétences et de métiers spécialisés, tels que les pépiniéristes, les ouvriers forestiers, les guides nature ou encore les techniciens en aménagement et gestion environnementale. À l'échelle mondiale, les projections indiquent que les emplois verts devraient compenser largement les pertes dans les industries traditionnelles, avec la création potentielle de 24 millions d'emplois d'ici 2030 (ILO, 2018 ; UN News, 2018). Dans les territoires concernés, ces activités contribueraient non seulement à renforcer les capacités locales en matière de gestion durable des ressources, mais aussi à instaurer un cercle vertueux entre développement économique, création d'emplois et préservation de l'environnement (UNEP et al., 2008).

Ainsi, en associant valorisation touristique, agriculture durable et développement des emplois verts, la protection du bassin versant peut devenir un véritable moteur de développement territorial, conciliant préservation des ressources hydriques, dynamisation économique et amélioration du bien-être des populations locales.

5.2. Perspectives méthodologiques pour la recherche future

Cette thèse a permis d'approfondir notre compréhension de la dynamique sédimentaire du barrage El Izdihar, mais elle a également révélé les limites d'une approche purement technique. L'envasement n'est pas qu'un problème d'ingénierie hydraulique : c'est un phénomène qui trouve ses racines dans les interactions complexes entre l'environnement naturel, les activités humaines et les choix de société. Face à ce constat, il nous semble indispensable de repenser nos méthodes de recherche pour les années à venir.

5.2.1. Adoption d'une approche plus intégrée et interdisciplinaire

L'expérience acquise sur le terrain révèle une évidence : les seules disciplines de l'hydrologie et de la sédimentologie ne suffisent pas à résoudre le problème de l'envasement. Les causes profondes du phénomène imposent d'ouvrir le dialogue avec d'autres champs de

connaissance, notamment les sciences humaines et sociales. Le décalage souvent observé entre les solutions techniques proposées et leur adoption effective sur le terrain interpelle profondément. Pourquoi certains agriculteurs continuent-ils à labourer en pente malgré les recommandations ? Quels sont les obstacles qui freinent l'adoption de pratiques plus conservatrices ? Ces questions ne trouvent pas de réponses dans les équations hydrologiques. Elles exigent une démarche complémentaire, fondée sur la compréhension des contraintes économiques, des représentations territoriales et des savoirs ancestraux des populations locales (Roose, 1994 ; FAO, 2018). Des sociologues ruraux, des économistes agricoles et des anthropologues constituent des partenaires indispensables pour identifier les véritables leviers du changement comportemental (Roose et al., 2018). Sans cette dimension humaine intégrée à la démarche scientifique, les recommandations techniques, aussi rigoureuses soient-elles, risquent de demeurer sans effet durable sur le terrain.

5.2.2. Élargissement de l'échelle d'analyse

Le choix de centrer cette étude sur le barrage El Izdihar s'est avéré pertinent pour analyser en détail certains mécanismes hydrologiques et sédimentaires. Toutefois, cette approche localisée présente également certaines limites, dans la mesure où elle ne permet pas toujours d'appréhender pleinement les dynamiques qui s'expriment à des échelles spatiales plus larges. Dès lors, plusieurs pistes de recherche complémentaires apparaissent nécessaires afin d'élargir la portée des résultats obtenus et de mieux comprendre le fonctionnement global du système hydrologique régional.

Dans cette perspective, la réalisation d'études comparatives avec d'autres barrages du bassin de la Tafna constitue un premier prolongement particulièrement pertinent. Plusieurs retenues de ce bassin sont en effet confrontées à des problématiques similaires d'envasement, d'érosion des bassins versants et de gestion des ressources en eau. Une analyse comparative permettrait d'identifier les facteurs expliquant les différences observées dans l'évolution de ces ouvrages : pourquoi certains barrages semblent-ils mieux résister aux processus d'envasement que d'autres ? Existe-t-il des pratiques de gestion ou des stratégies d'aménagement qui se révèlent plus efficaces ? En confrontant systématiquement ces différents cas d'étude, il serait possible de dégager des enseignements généralisables et de mieux déterminer quelles solutions peuvent être transférées d'un site à l'autre. Une telle approche comparative demeure encore peu développée dans la littérature scientifique consacrée aux bassins versants du Maghreb, alors qu'elle pourrait fournir des informations particulièrement précieuses pour l'amélioration des politiques de gestion des retenues.

Au-delà de cette comparaison entre ouvrages, il apparaît également nécessaire d'adopter une vision plus intégrée à l'échelle de l'ensemble du bassin de la Tafna. L'Oued Isser ne constitue en effet qu'un affluent parmi d'autres, et les dynamiques hydrologiques qui s'y manifestent sont étroitement liées aux processus se déroulant en amont comme en aval du réseau hydrographique. Une analyse globale du bassin permettrait de mieux comprendre les interactions entre les différents sous-bassins, d'identifier les principales zones sources de sédiments et de localiser les secteurs où les interventions de conservation des sols seraient les plus efficaces. Par ailleurs, une telle approche faciliterait la coordination de la gestion des différents barrages du bassin, notamment dans les situations où plusieurs retenues fonctionnent

en cascade. Bien que ce type d'étude représente un chantier scientifique ambitieux, il apparaît indispensable pour développer une stratégie cohérente et durable de gestion des ressources en eau à l'échelle régionale.

Enfin, l'évolution future des barrages et de leurs bassins versants ne peut être dissociée des changements climatiques attendus dans la région méditerranéenne. Les projections climatiques indiquent en effet une tendance vers une augmentation de la fréquence des sécheresses, combinée à des épisodes de précipitations plus courts mais potentiellement plus intenses. Dans ce contexte, il devient essentiel de s'interroger sur les conséquences de ces évolutions pour l'avenir du barrage El Izdihar. Combien de temps cet ouvrage pourra-t-il continuer à assurer ses fonctions dans différents scénarios climatiques ? Quelles adaptations devront être envisagées afin de préserver sa capacité de stockage et de régulation hydrologique ? Si certaines pistes ont déjà été explorées dans le cadre de cette étude, une analyse plus approfondie nécessiterait l'intégration des projections climatiques dans les modèles hydrologiques et sédimentaires, afin d'anticiper l'évolution de la ressource en eau à l'horizon 2050–2100.

Certes, cet exercice prospectif reste complexe et comporte une part importante d'incertitude. Néanmoins, il constitue une étape essentielle pour anticiper les transformations futures des systèmes hydrologiques et orienter dès aujourd'hui les stratégies d'adaptation, dans un contexte de pression croissante sur les ressources en eau dans les régions méditerranéennes.

5.2.3. Capitalisation et diffusion des connaissances

Au fil de cette recherche, une quantité importante de données et d'informations a été accumulée, couvrant aussi bien les observations hydrologiques que les analyses morphologiques et pédologiques du bassin versant. Il serait regrettable que cet ensemble de connaissances demeure limité au cadre de cette thèse ou à quelques publications scientifiques spécialisées, souvent peu accessibles aux acteurs opérationnels. Dans cette perspective, plusieurs actions peuvent être envisagées afin de valoriser et diffuser plus largement les résultats obtenus.

Une première initiative consisterait à mettre en place une plateforme de données ouvertes dédiée au bassin versant. L'ensemble des mesures hydrologiques, des relevés bathymétriques, des analyses de sols ou encore des données de suivi environnemental pourrait y être progressivement mis à disposition de la communauté scientifique et des bureaux d'études. Bien entendu, une telle démarche devrait s'accompagner d'un encadrement méthodologique rigoureux, incluant la documentation précise des données, la standardisation des formats et le respect de certaines règles de sécurité et de confidentialité. Cette approche s'inscrirait pleinement dans la dynamique actuelle de la science ouverte, favorisant la reproductibilité des recherches, la comparaison entre régions et une plus grande transparence dans la gestion des ressources en eau, enjeu particulièrement crucial dans un contexte de stress hydrique croissant.

Toutefois, la diffusion des données ne saurait être pleinement efficace sans un effort parallèle visant à rendre les résultats scientifiques plus accessibles aux gestionnaires de terrain. Dans cette optique, l'élaboration de guides pratiques constituerait un outil particulièrement

pertinent. Ces documents pourraient traduire les résultats de la recherche en recommandations opérationnelles, illustrées par des schémas explicatifs, des photographies de terrain et des exemples concrets d'aménagement. Ils permettraient notamment de répondre à des questions pratiques telles que : comment diagnostiquer rapidement l'état d'un barrage ? Quelles techniques de lutte contre l'érosion privilégier en fonction des types de sols et des pentes ? Comment organiser efficacement une chasse hydraulique tout en limitant les risques pour les infrastructures et l'environnement ? Rédigés dans un langage accessible, ces guides faciliteraient l'appropriation des connaissances scientifiques par les services techniques, les collectivités locales et les acteurs agricoles.

Enfin, la valorisation durable de ces connaissances passe également par la formation des futurs professionnels appelés à intervenir dans la gestion des ressources hydriques et des bassins versants. Les échanges menés dans le cadre de cette étude ont en effet mis en évidence que les problématiques d'envasement et de dynamique sédimentaire demeurent insuffisamment abordées dans les cursus universitaires, où elles sont souvent traitées de manière fragmentaire. Il serait ainsi pertinent de développer des modules pédagogiques interdisciplinaires, associant étudiants en hydraulique, en agronomie, en géographie ou en sciences de l'environnement. Ces formations pourraient s'appuyer sur des études de cas réelles, des travaux de terrain et des interactions avec les acteurs locaux, permettant aux étudiants de mieux appréhender la complexité systémique de ces phénomènes.

Parallèlement, la formation continue des professionnels déjà en poste apparaît tout aussi essentielle. L'organisation régulière de séminaires, d'ateliers techniques ou de sessions d'échange d'expériences permettrait de diffuser les avancées scientifiques récentes et de favoriser la constitution d'une véritable communauté de pratique réunissant chercheurs, gestionnaires et décideurs confrontés aux mêmes enjeux.

Ainsi, en combinant ouverture des données, production d'outils opérationnels et renforcement de la formation, les connaissances produites par cette recherche pourraient dépasser le cadre académique pour contribuer concrètement à l'amélioration des pratiques de gestion des barrages et des bassins versants.

6. Synthèse et Discussions

Arrivés au terme de ce travail de recherche, il nous semble utile de prendre du recul pour mesurer le chemin parcouru et, surtout, pour situer nos résultats dans le contexte plus large de la gestion des ressources hydrauliques en Algérie. L'envasement des barrages n'est pas qu'un sujet académique parmi d'autres : c'est une problématique qui touche directement la vie de millions de personnes et qui menace un patrimoine infrastructure construit au prix d'investissements colossaux.

Chaque année, l'Algérie perd environ 20 millions de m³ de capacité de stockage, grignotés par les sédiments qui s'accumulent inexorablement dans les retenues (Remini, 2017). Dans certains bassins versants, les taux d'érosion spécifique dépassent les 7 000 tonnes par km² et par an, des valeurs qui placent notre pays parmi les régions les plus touchées au monde par ce phénomène (Achite & Ouillon, 2007 ; Terfous et al., 2001). Ce ne sont pas là de simples

statistiques abstraites : derrière ces chiffres se cache une réalité bien concrète, celle d'infrastructures vieillissantes prématurément et d'une sécurité hydrique compromise.

Le barrage El Izdihar, qui a constitué notre terrain d'étude principal, illustre parfaitement cette dynamique inquiétante. Nos mesures ont confirmé une perte de capacité significative depuis sa mise en service, avec des processus d'accumulation sédimentaire particulièrement actifs dans les zones de remous et près des affluents principaux. Ce que nous avons observé-là n'a rien d'exceptionnel : c'est le sort qui attend, à des degrés divers, la plupart des barrages algériens si rien n'est fait.

Pendant longtemps, on a eu tendance à réduire le problème de l'envasement à une simple question de volumes perdus. Notre travail, comme d'autres avant nous, montre que les implications sont en réalité beaucoup plus vastes et complexes.

D'abord, il y a les risques structurels. L'accumulation de sédiments modifie la distribution des pressions sur les ouvrages, peut obstruer les systèmes de vidange et compromettre la capacité du barrage à gérer les crues. Nous avons pu constater sur le terrain à quel point ces dysfonctionnements inquiètent les gestionnaires, conscients de leur responsabilité en matière de sécurité publique.

Ensuite, les impacts se font sentir bien au-delà de la retenue elle-même. Les systèmes d'irrigation en aval, dimensionnés pour recevoir certains débits et certaines qualités d'eau, voient leurs performances se dégrader (Meddi et al., 2009). Les nappes phréatiques, dans les zones côtières particulièrement, ne bénéficient plus de la même recharge, ce qui aggrave les risques d'intrusion saline. C'est tout un équilibre hydrogéologique régional qui se trouve perturbé.

Enfin, et c'est peut-être l'aspect le plus insidieux, l'envasement hypothèque l'avenir. Les barrages construits dans les années 1970-1980 avec l'espoir qu'ils dureraient un siècle voient leur durée de vie utile se réduire comme peau de chagrin. Dans un contexte de changements climatiques qui rendent l'eau encore plus précieuse, cette perte de résilience du système hydraulique est particulièrement préoccupante.

Face à ce constat alarmiste, quelles réponses peut-on apporter ? Notre revue de la littérature et nos observations de terrain nous ont permis d'évaluer l'ensemble des stratégies déployées en Algérie et ailleurs dans des contextes similaires.

- **Les actions préventives** sur les bassins versants reforestation, aménagement de banquettes, corrections torrentielles – constituent évidemment la solution la plus logique à long terme (Demmak, 1982). Elles s'attaquent au mal à la racine en limitant l'érosion là où elle se produit. Ces programmes nécessitent des investissements considérables, une coordination entre de multiples acteurs (forestiers, agriculteurs, collectivités), et surtout du temps, beaucoup de temps avant que les effets ne deviennent mesurables. Dans certains sous-bassins, les efforts de reforestation menés depuis vingt ans commencent à peine à porter leurs fruits.
- **Les techniques curatives** – dragage, soutirage hydraulique, chasses de sédiments – permettent quant à elles d'agir directement sur le problème une fois qu'il s'est manifesté (Remini, 2017). Le

dragage mécanique, bien que très efficace pour évacuer de gros volumes, reste d'un coût prohibitif et pose la question épineuse du devenir des sédiments extraits. Les chasses hydrauliques, s'avèrent prometteuses mais nécessitent des conditions hydrologiques et topographiques spécifiques qui ne sont pas réunies partout. Le soutirage, technique qui consiste à évacuer les eaux turbides pendant les crues, demande une gestion fine et des équipements dédiés.

- **Les solutions structurelles** – surélévation des barrages, construction de bassins de décantation, installation de grilles anti-sédiments – achètent du temps mais ne résolvent pas le problème fondamental. Surélever un barrage augmente sa capacité, certes, mais ne change rien au fait que les sédiments continuent d'arriver. Construire un bassin de décantation en amont piège une partie des apports solides, mais il faudra tôt ou tard le curer à son tour.

Au fil de cette recherche et des travaux bibliographiques consultés, une conclusion s'est progressivement imposée : il n'existe pas de solution unique ou universelle face au problème de l'envasement des barrages. Chaque situation nécessite une combinaison spécifique de mesures préventives et curatives, adaptées aux caractéristiques locales du bassin versant, aux ressources techniques disponibles et aux priorités définies par les acteurs concernés. Malgré la complexité de cette problématique, plusieurs orientations stratégiques apparaissent particulièrement prometteuses et mériteraient d'être développées dans les années à venir.

Dans un premier temps, il apparaît indispensable de renforcer les connaissances scientifiques et les dispositifs de suivi. Au cours de cette étude, la rareté et parfois le manque de fiabilité des données disponibles ont constitué une contrainte importante. Dans de nombreux cas, les barrages ne disposent pas d'un suivi bathymétrique régulier, certaines stations hydrométriques sont défaillantes et les données sédimentométriques demeurent fragmentaires (Bouanani et al., 2013). Dans ces conditions, la prise de décision reste nécessairement limitée. Le renforcement des réseaux de mesure, l'automatisation des dispositifs d'acquisition de données et la réalisation systématique de campagnes bathymétriques à intervalles réguliers – par exemple tous les cinq ans – devraient ainsi constituer des priorités. Par ailleurs, les progrès récents en matière de télédétection, d'utilisation de drones et de modélisation numérique offrent aujourd'hui des outils particulièrement performants pour améliorer la compréhension et le suivi de la dynamique sédimentaire.

Toutefois, l'amélioration des connaissances ne peut être pleinement efficace sans une approche territoriale intégrée à l'échelle du bassin versant. En effet, la gestion de l'envasement ne peut se limiter à l'ouvrage hydraulique lui-même, sans tenir compte des processus qui se déroulent en amont. Les phénomènes d'érosion, de ruissellement et de transport solide sont étroitement liés aux pratiques agricoles, à l'occupation des sols, aux dynamiques forestières et aux politiques d'aménagement du territoire. Il devient donc nécessaire de coordonner ces différentes dimensions dans une stratégie globale de gestion du bassin versant. Dans cette optique, le rôle des Agences de Bassin, conçues pour porter cette vision intégrée de la gestion de l'eau, pourrait être renforcé afin d'améliorer la cohérence des actions entreprises.

Parallèlement, l'innovation technologique constitue un autre levier important pour améliorer la gestion des sédiments dans les retenues. Les avancées récentes en matière de modélisation numérique permettent aujourd'hui de simuler avec une précision croissante les

processus d'érosion, de transport et de dépôt sédimentaire, offrant ainsi des outils précieux pour optimiser les stratégies d'intervention (Terfous et al., 2001). De même, le développement de systèmes automatisés de gestion des vannes, basés sur des mesures en temps réel de la turbidité ou de la charge solide, pourrait permettre d'améliorer l'efficacité des opérations de soutirage sédimentaire. Enfin, les techniques d'extraction et de traitement des sédiments méritent d'être davantage développées afin de réduire les coûts et de limiter les impacts environnementaux des opérations de dévasement.

Dans un contexte marqué par l'évolution des conditions climatiques, il apparaît également nécessaire d'adopter des approches de gestion plus adaptatives et flexibles. Les observations récentes montrent en effet une tendance à l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des épisodes extrêmes, caractérisés par des périodes de sécheresse plus longues et des précipitations plus concentrées et violentes (Meddi et al., 2009). Les règles de gestion des barrages, souvent établies il y a plusieurs décennies, ne sont pas toujours adaptées à ces nouvelles conditions hydrologiques. L'introduction de stratégies de gestion adaptative, incluant par exemple des lâchers préventifs lors des périodes de forte charge sédimentaire, pourrait contribuer à optimiser l'évacuation naturelle des sédiments tout en préservant la disponibilité de la ressource pour les usages prioritaires (Remini, 2017). Une telle approche suppose cependant la mise en place d'outils d'aide à la décision performants ainsi qu'une évolution des pratiques de gestion vers davantage de flexibilité.

Enfin, une piste particulièrement prometteuse réside dans la valorisation des sédiments extraits des retenues. Longtemps considérés comme de simples déchets encombrants, ces matériaux peuvent, après traitement et caractérisation appropriée, être réutilisés dans différents domaines. Plusieurs études ont montré qu'ils peuvent servir d'amendement agricole pour améliorer la fertilité de sols dégradés, ou encore être utilisés comme matériaux de construction dans le secteur du bâtiment et des travaux publics, notamment pour la fabrication de briques, de remblais ou de matériaux routiers (Remini, 2006 ; Labiod et al., 2004). Le développement de filières de valorisation adaptées permettrait ainsi de transformer une contrainte technique et financière en opportunité économique, tout en améliorant l'acceptabilité sociale et environnementale des opérations de dévasement.

Ainsi, l'avenir de la gestion de l'envasement des barrages repose sur une combinaison d'amélioration des connaissances, d'approche intégrée du bassin versant, d'innovation technologique, de gestion adaptative et de valorisation des sédiments. L'articulation de ces différentes dimensions constitue une condition essentielle pour assurer la durabilité des infrastructures hydrauliques et la préservation des ressources en eau dans les régions soumises à de fortes pressions hydrologiques et climatiques.

En définitive, l'envasement des barrages en Algérie nous renvoie à des questions qui dépassent largement le cadre technique. C'est une problématique qui interroge notre rapport au temps comment concilier les urgences du court terme avec les nécessités du long terme ? Et notre capacité à coordonner l'action collective entre des acteurs aux logiques parfois divergentes.

Les barrages construits par les générations précédentes incarnaient un pari sur l'avenir, la conviction qu'on pouvait maîtriser la ressource en eau et assurer le développement du pays. Cinquante ans plus tard, nous mesurons à la fois la pertinence de cette vision et ses limites. Ces ouvrages nous ont effectivement rendu d'immenses services, mais leur durabilité n'est pas garantie si nous ne prenons pas soin des territoires qui les alimentent.

La vraie question n'est donc pas tant comment gérer l'envasement ? que, quel modèle de développement voulons-nous pour nos territoires ? Un modèle qui épuise les sols, dégrade les bassins versants et compromet nos infrastructures hydrauliques, ou un modèle qui préserve le capital naturel, valorise les savoirs locaux et intègre les contraintes environnementales dans toutes les décisions d'aménagement ?

La gestion durable des bassins versants nécessite une coordination intersectorielle et une vision à long terme qui intègre les dimensions techniques, économiques, sociales et environnementales (Morsli et al., 2004).

Conclusion générale

Cette recherche sur le transport de sédiments en suspension dans l'oued Isser nous a permis d'aborder la problématique de manière globale et intégrée. Plutôt que de nous limiter à un aspect particulier, nous avons adopté une approche globale qui prend en compte l'ensemble des composantes du phénomène.

Notre démarche s'est construite progressivement autour de plusieurs axes complémentaires. Nous avons d'abord exploité et analysé les données de concentrations en matières en suspension (MES) collectées par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), qui ont constitué la base de notre travail. Ensuite, nous nous sommes attachés à comprendre les processus hydrologiques qui régissent le fonctionnement du bassin versant. L'analyse détaillée des épisodes de crues nous a permis de saisir la dynamique particulière du transport sédimentaire lors de ces événements. Nous avons ensuite développé une modélisation des flux de MES pour quantifier les apports en sédiments. Enfin, nous avons élaboré une cartographie identifiant les zones les plus vulnérables à l'érosion dans le bassin.

Dans une perspective prospective, nous avons également examiné l'influence du changement climatique sur les processus d'érosion et de transport solide, avec une attention particulière portée à l'envasement du barrage de Sidi Abdelli qui contrôle l'exutoire du bassin de l'Isser.

L'organigramme présenté ci-dessous illustre l'enchaînement logique de ces différentes étapes, depuis les processus d'érosion jusqu'au transport des sédiments dans le réseau hydrographique.

Les principaux résultats obtenus au terme de cette recherche peuvent être résumés comme suit :

6.1. Sur le plan morphométrique

La délimitation du bassin versant de l'Isser et la détermination de ses caractéristiques morphométriques ont été réalisées par cartographie thématique sous SIG. Le coefficient de compacité de Gravelius de 1,77 révèle une forme allongée favorisant l'érosion linéaire et régressive.

Le bassin présente un relief assez fort selon la typologie de l'ORSTOM (indice de pente globale de 10,21 m/km avec une pente moyenne de 20 %, facteur déterminant dans l'intensité de l'érosion, particulièrement en zones de moyenne altitude. La courbe hypsométrique convexe indique un bassin en équilibre morphologique, avec une altitude moyenne de 834 mètres.

Le réseau hydrographique d'ordre 6 selon Strahler témoigne d'un système de drainage mature. La forte densité de cours d'eau d'ordre 1 (1600 segments) reflète une érosion active et un potentiel élevé de production sédimentaire.

Sur le plan géologique, le bassin présente une succession de formations du Jurassique au Quaternaire. Les formations du Miocène, composées d'argiles marneuses vulnérables à l'érosion, occupent une position prépondérante. Cette configuration géologique, associée aux fortes pentes et au climat semi-aride à précipitations intenses, confère au bassin une forte

sensibilité à l'érosion hydrique et génère un transport sédimentaire important vers le barrage El Izdihar.

6.2. Pluviométrie, écoulement de surface et climatologie

L'analyse hydro-climatique du bassin de l'Isser (1970-2014) révèle un système méditerranéen caractérisé par une forte irrégularité spatio-temporelle et une vulnérabilité accrue aux fluctuations climatiques.

Le régime pluviométrique présente une moyenne annuelle de 375 mm (écart-type : 99,5 mm). L'indice SPI identifie une phase humide dans les années 1990, suivie d'une sécheresse prolongée (1997-2008), interrompue par un épisode exceptionnel en 2008-2009 (750 mm). La distribution saisonnière montre une concentration hivernale (158,61 mm) et automnale (109,68 mm), représentant 69% du total annuel, tandis que l'été enregistre un déficit marqué (9,4 mm). Les températures moyennes (16,09°C) révèlent un réchauffement progressif depuis 1999, coïncidant avec la baisse des précipitations.

Les écoulements interannuels (module : 1,05 m³/s) montrent une relation modérée avec les précipitations ($R^2 = 0,55$). Les maximums apparaissent en 1972-1973 (3,75 m³/s) et 2008-2009 (3,38 m³/s). À l'échelle mensuelle, le pic d'écoulement survient en mars (7,33 mm), concentrant 90,1% du volume annuel. Le coefficient d'écoulement varie de 3-4% en automne à 17,9% en mars, témoignant de la saturation progressive des sols.

L'évolution temporelle distingue trois phases : une période excédentaire (1970-1980, 65,72 mm), un tarissement drastique (1980-2000, 9,52 mm soit -85,5%), et une reprise irrégulière (2000-2014). Sur l'ensemble de la chronique, 28 années déficitaires contre 16 excédentaires traduisent la vulnérabilité du bassin aux variations climatiques.

6.3. Transport solide modélisation, crues et cartographie

L'étude du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Isser a été menée à partir d'un ensemble conséquent de mesures instantanées concentration-débit acquises sur la période 1987-2011. L'exploitation de ces données a permis de caractériser la dynamique hydrosédimentaire du bassin et d'estimer les flux solides à différentes échelles temporelles à l'aide d'une relation de type puissance. Les résultats montrent que les débits solides en suspension évoluent en étroite dépendance avec les débits liquides, $QS=0.46QL^{1.79}$ traduisant un fonctionnement non linéaire dominé par les épisodes de crue.

L'analyse saisonnière met en évidence une forte variabilité du transport solide au cours de l'année. Les saisons hivernale et printanière se distinguent par une mobilisation sédimentaire élevée, liée à la fréquence et à l'intensité des événements hydrologiques, tandis que l'automne contribue de manière significative aux apports solides annuels. En revanche, l'été se caractérise par une activité sédimentaire très faible, en raison de l'absence quasi totale de crues. Le bilan annuel révèle une irrégularité marquée des apports solides, fortement conditionnée par les conditions climatiques antécédentes et l'état de la couverture des sols. Certaines années globalement sèches enregistrent ainsi des flux solides importants, générés par des pluies intenses et localisées sur des surfaces peu protégées.

Parallèlement, l'intégration du modèle USLE dans un environnement SIG a permis d'évaluer et de spatialiser le risque d'érosion hydrique à l'échelle du bassin. Les pertes moyennes en sol estimées traduisent un niveau d'érosion modéré à fort, caractéristique des bassins méditerranéens semi-arides. La cartographie met en évidence une concentration du potentiel érosif sur les zones à fortes pentes, les sols nus et les secteurs alluviaux, identifiés comme principales zones sources de sédiments et comme secteurs prioritaires pour les actions de conservation des sols.

L'étude spécifique des crues confirme leur rôle déterminant dans le fonctionnement hydrosédimentaire du bassin de l'Isser. L'analyse de 56 crues a permis d'établir une typologie fondée sur les relations concentration-débit, mettant en évidence différentes formes d'hystérésis, révélatrices de mécanismes variés de mobilisation, de transfert et de stockage temporaire des sédiments. Bien que les crues ordinaires soient les plus fréquentes, l'essentiel du transport solide et des volumes écoulés est assuré par un nombre limité de crues exceptionnelles, confirmant le concept de magnitude-fréquence.

Dans son ensemble, cette étude souligne la forte sensibilité du bassin de l'Isser aux événements hydrologiques extrêmes et à la dégradation des surfaces versantes. Elle met en évidence la nécessité d'intégrer explicitement la dynamique des crues et la spatialisation des zones érosives dans toute stratégie de gestion des ressources en eau, de lutte contre l'érosion et de réduction de l'envasement des barrages.

6.4. Perspectives

❖ Sur la mesure

Les bases de données relatives aux concentrations en matières en suspension dans les cours d'eau algériens demeurent, à ce jour, largement insuffisantes. Les données collectées au niveau de la station de Sidi Aïssa, bien qu'elles constituent une contribution utile à la connaissance de cette thématique, ne représentent qu'un apport partiel face à l'étendue des besoins. Il apparaît donc indispensable de poursuivre et de pérenniser les campagnes de mesures au niveau des stations hydrométriques existantes. En effet, des relevés ponctuels et isolés dans le temps ne sauraient suffire, notamment lorsqu'il s'agit d'établir des bilans sédimentaires fiables et représentatifs.

Pour améliorer à la fois la performance des modèles de transport des matières en suspension et notre compréhension de la dynamique de ces flux au sein des cours d'eau, il devient impératif d'allonger les séries temporelles de mesures des concentrations jusqu'à nos jours, tout en renforçant le suivi des paramètres fondamentaux que sont la pluviométrie et le débit. Par ailleurs, nous formulons le vœu que ces données soient collectées en temps réel et rendues accessibles en permanence à l'ensemble de la communauté scientifique, afin que chaque chercheur puisse les consulter et les exploiter à tout moment. C'est à cette condition que les futurs travaux pourront s'appuyer sur une base solide, continue et partagée, pour produire des résultats plus robustes et plus représentatifs de la réalité du terrain.

❖ **Sur la modélisation**

Les résultats obtenus par la modélisation nous ont semblé encourageants, surtout lorsqu'on les compare à ceux d'autres travaux réalisés en Algérie, et plus particulièrement dans le bassin de la Tafna. Nous sommes conscients que les modèles de transport des matières en suspension ne sont pas encore parfaits, mais nous pensons qu'il serait dommage d'abandonner cette voie de recherche qui reste prometteuse.

Pour aller plus loin, il faudrait d'abord disposer de séries de mesures plus longues, ce qui nous permettrait d'introduire une meilleure variabilité temporelle dans nos modèles et d'en affiner les résultats. Par ailleurs, nous recommandons vivement de renforcer le réseau de mesures des pluies et des paramètres hydrométriques en amont du barrage de Sidi Abdelli. Ce suivi nous semble indispensable pour mieux comprendre et anticiper l'évolution du transport solide dans le bassin versant de l'Isser, et par conséquent, pour surveiller de près l'envasement de ce barrage qui représente une ressource en eau précieuse pour la région.

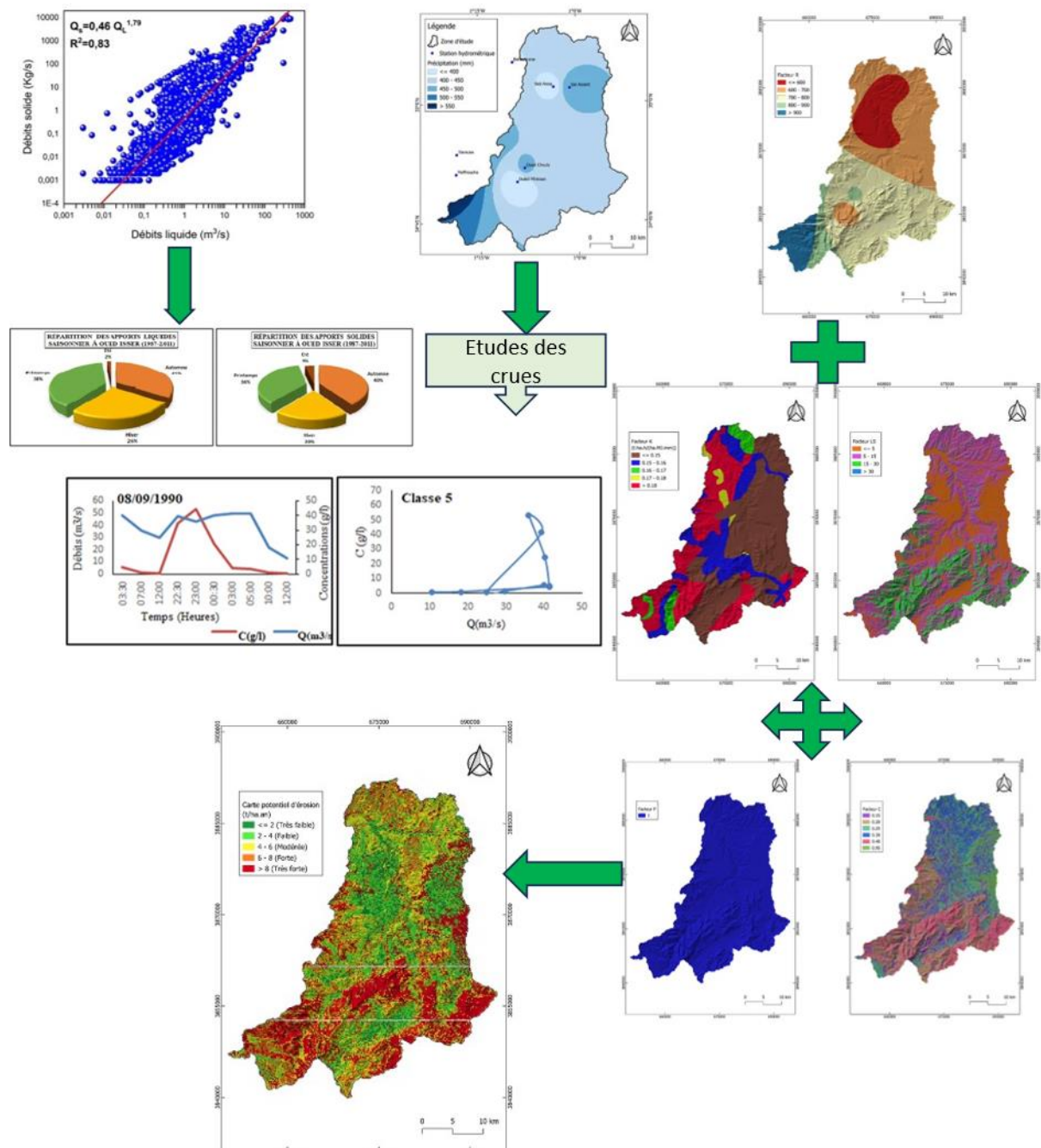
Pour synthétiser l'ensemble de la démarche adoptée dans ce travail, nous avons jugé utile de présenter, sous forme d'organigramme (Figure ci-dessous), les principaux résultats auxquels nous sommes parvenus au terme de cette étude.

Modélisation
par le modèle
puissance



Précipitations

Superpositions
des cartes -
USLE



Bibliographie

A

- Abakumova, G. M., Feigelson, E. M., & Russak, V. (1996). Long-term variations of solar radiation in Russia. *Journal of Climate*, 9, 1950–1960.
- Abderrahmani, B., Medjareb, A., & Sabri, A. (2009). Analyse des vagues de chaleur dans le Nord-Ouest algérien. *Revue des Sciences de l'Eau*, 22(3), 389–402.
- Achite, M., & Meddi, M. (2004). Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, 4, 367–373.
- Achite, M., & Meddi, M. (2005). Variabilité spatio-temporelle des apports liquide et solide en zone semi-aride. Cas du bassin versant de l'oued Mina (Nord-Ouest algérien). *Revue des Sciences de l'Eau*, 18, 37–56.
- Achite, M., & Ouillon, S. (2007). Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). *Journal of Hydrology*, 343(3-4), 187–202.
- Ackers, P., & White, R. (1973). Sediment transport: new approach and analysis. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 99(HY11), 2041–2060.
- Ahnert, F. (1970). Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science*, 268, 243–263.
- Akhtar, M., et al. (2022). Soil erosion susceptibility mapping and sediment yield estimation using GIS-based approaches. *Journal of Soils and Sediments*.
- Alexander, L. V., et al. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111, D05109.
- Ambroise, B. (1991). *Hydrologie des bassins versants : processus et modèles*. Paris : Masson.
- Ambroise, B. (1999). *La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant : processus, facteurs, modèles*. Paris : Dunod.
- Amiotte Suchet, P. (1995). Cycle du carbone et altération chimique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 321, 87–94.
- Amoros, C., & Petts, G. E. (1993). *Hydrosystèmes fluviaux*. Masson.
- Arabi, M. (1989). *Lutte contre l'érosion et stratégies de DRS et GCES en Algérie*. Rabat: IAV Hassan II.
- Arnell, N. W. (1999). Climate change and global water resources. *Global Environmental Change*, 9, S31–S49.
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., & Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: Model development. *Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73–89.
- Arnold, J. G., et al. (2012). SWAT: Model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1491–1508.

Arnoldus, H.M.J. (1980). An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. In: De Boodt, M. & Gabriels, D. (Eds.), *Assessment of Erosion*. Chichester : Wiley, pp. 127–132.

Azzi, N. & Bechar, A. (2001). Étude hydrogéologique de la nappe alluviale de la plaine d'Aïn Youcef (Bassin de l'Oued Chouly, Tlemcen). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 12(1), 89–103.

B

Baahmed, D. (2015). Impact du changement climatique sur les ressources en eau dans la ville d'El-Bayadh [Thèse de doctorat]. Université Mohamed Ben Ahmed - Oran 2, Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers.

Bagarello, V., Ferro, V., & Pampalone, V. (2018). A comprehensive analysis of Universal Soil Loss Equation-based models at the Sparacia experimental area. *Hydrological Processes*, 32(2), 267–279.

Bagnouls, F. & Gaussen, H. (1953). Saison sèche et indice xéothermique. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 88, 193–239.

Balshi, M. (2015). Climate change impacts on hydrological systems. *Hydrological Sciences Journal*, 60(4), 673–689.

Barthès, B., & Roose, E. (2001). Aggregate stability as an indicator of soil susceptibility to erosion. *Geoderma*, 103, 133–153.

Batista, P. V. G., et al. (2022). A conceptual-model-based sediment connectivity assessment for agricultural catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 26, 3753–3771.

Baver, L. D. (1933). *Soil Physics*. New York: John Wiley & Sons.

Beasley, D. B., & Huggins, L. F. (1982). *ANSWERS: User's Manual*. EPA-905/9-82-001, U.S. Environmental Protection Agency.

Belarbi, F., Bouchelkia, H., Remini, B., et al. (2018). Quantification and study of monthly variation of suspended sediment loads in Tafna basin – Algeria. *Journal of Water and Land Development*, 37, 29–38.

Bello, M. (1998). Variabilité pluviométrique en Afrique sahélienne. *Climatologie*, 5, 41–56.

Benali Khodja, M., et al. (2022). Spatiotemporal characterization of the annual rainfall variability in the Isser Watershed (Algeria). *Arab Journal of Geosciences*, 15(2).

Benbrahim, M., Khelifi, L., & Bouanani, A. (2020). Participation des communautés locales dans la gestion des ressources en eau en Algérie. *Revue Algérienne de Géographie*, 14(2), 45–60.

Benaouda, M., Hamed, A., & Djellouli, H. (2021). Observatoires citoyens et gouvernance de l'eau dans les bassins versants algériens. *VertigO – la revue électronique en sciences de l'environnement*.

Benasla, M., et al. (2015). Mesures préventives contre l'envasement des barrages en Algérie. *Journal of Materials and Environmental Science*, 6(2), 546–558. ISSN : 2028-2508.

- Benest, M. (1985). Évolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé. Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon, n°95, 581 p.
- Benest, M., Elmi, S., Bensalah, M., Bouabdellah, H. & Ouardas, T. (1999). La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine tlemcénien. Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, 10(2), 127–157.
- Benkhalel, A., & Remini, B. (2003). Analyse de la relation de puissance : débit solide-débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'oued Wahrane (Algérie). Revue des Sciences de l'Eau, 16(3), 333–356.
- Benslimane, M., Meddi, M., & Hubert, P. (2008). Pollution et ressources hydriques en Algérie. Revue des Sciences de l'Eau, 21(2), 167–178.
- Bensaoula, F., & Adjim, M. (2008). La mobilisation des ressources en eau : contexte climatique et contraintes socio-économiques (cas de la Wilaya de Tlemcen). Larhyss Journal, 7, 79–92.
- Bergaoui, K., & Alouini, A. (2001). Characterisation of drought in Tunisia. Hydrological Sciences Journal, 46(3), 327–348.
- Berhail, S. (2019). Variabilité hydroclimatique et recharge des nappes [Thèse de doctorat].
- Bischoff, S. A., et al. (2000). ENSO-related hydrological variability. Journal of Hydrology, 232, 1–16.
- Black River Watershed. (2016). Black River Nine Element Watershed Management Plan. New York State Department of Environmental Conservation & NYS Tug Hill Commission.
- Blöchliger, A., & Neidhöfer, R. (1998). Climate variability in the Mediterranean. Climate Research, 9, 1–15.
- Boardman, J. (2013). Soil erosion in Britain: Updating the record. Agriculture, 3(3), 418–442.
- Boardman, J., & Poesen, J. (Eds.). (2006). Soil Erosion in Europe. John Wiley & Sons, Ltd.
<https://doi.org/10.1002/0470859202>
- Bobée, B., & Ashkar, F. (1991). The Gamma Family and Derived Distributions Applied in Hydrology. Water Resources Publications.
- Boé, J. (2007). Changements climatiques et précipitations. Météo-France.
- Bolle, H. J. (2003). Climate variability in the Mediterranean. Regional Environmental Change, 3, 1–3.
- Bouanani, A. (2004). Hydrologie, transport solide et modélisation. Étude de quelques sous-bassins de la Tafna (NW-Algérien) [Thèse de doctorat]. Université de Tlemcen, 250 p.
- Bouanani, A., Baba-Hamed, K., & Fandi, W. (2013). Production et transport des sédiments en suspension dans l'oued Sikkak (Tafna-Nord-Ouest Algérie). Revue des Sciences de l'Eau, 26(2), 119–132.
- Bouanani, A., Terfous, A., & Kazi-Tani, N. (2018). Sensibilisation et éducation à l'environnement dans les bassins versants méditerranéens. Journal of Mediterranean Environmental Studies, 23(3), 112–126.

- Boughalem, M., Mazour, M., & Zaagane, M. (2012). Utilisation des SIG pour l'aménagement du bassin-versant de l'Isser (Algérie). In É. Roose, H. Duchaufour, & G. De Noni (Éds.), *Lutte antiérosive*. IRD Éditions, Marseille. <https://doi.org/10.4000/books.irdeditions.13898>
- Boughalem, M., Mazour, M., Mederbal, K. & Hadjadj-Aoul, E. (2013). Évaluation par analyse multicritères de la vulnérabilité des sols à l'érosion : cas du bassin versant de l'Isser – Tlemcen – Algérie. *Revue des Sciences de l'Eau / Journal of Water Science*, 26(2), 103–117.
- Bouguerra, S., Bouanani, A., & Baba-Hamed, K. (2016). Transport solide dans un cours d'eau en climat semi-aride : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud (Nord-Ouest de l'Algérie). *Revue des Sciences de l'Eau*, 29(3), 179–195.
- Boukhlikha, Z., & Berrichi, M. (2017). Estimation de l'envasement du barrage El Izdihar par le modèle P.I.S.A [Mémoire de Master en hydraulique]. Université de Tlemcen.
- Boukheir, R., Cerdan, O., Abdallah, C., & Khawlie, M. (2001). Évaluation de l'érosion hydrique dans le bassin versant de la Méditerranée. *Étude et Gestion des Sols*, 8(4), 231–245.
- Bourabah, M. A. (2012). Comportement mécanique des sols fins : application à la valorisation des sédiments de barrages en technique routière [Thèse de Doctorat]. Université de Tlemcen.
- Boursali, I., Baba Hamed, K., & Bouanani, A. (2025). Analyse de la variabilité climatique et ses impacts sur les ressources en eau dans le bassin versant de l'Oued Khemis, Algérie. *Vertigo – la revue électronique en sciences de l'environnement*.
- Brazier, R. E., Beven, K. J., Freer, J., & Rowan, J. S. (2000). Equifinality and uncertainty in physically based soil erosion models. *Earth Surface Processes and Landforms*, 25(8), 825–845.
- Brohan, P., Kennedy, J. J., Harris, I., Tett, S. F. B., & Jones, P. D. (2006). Uncertainty estimates in global temperature changes. *Journal of Geophysical Research*, 111, D12106.
- Bonnet, M., Blavoux, B. & Lemoine, J. (1970). Études des bilans hydriques en vue de l'estimation des ressources en eau. Paris : BRGM.
- Bouchet, R.J. (1963). Évapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. *Annales Agronomiques*, 14, 543–824.

C

- Campbell, F. B., & Bauder, H. (2014). A rating curve method for determining silt discharge of stream. *EOS Transaction American Geophysical Union*, 21(2), 603–607.
- Camilloni, I., & Barros, V. (2000). ENSO influence on river discharge. *Journal of Climate*, 13, 128–146.
- Camilloni, I., & Barros, V. (2003). Climate variability and streamflow. *Journal of Hydrology*, 278, 66–82.
- Celso Santos, J., Ouadja, A., Zerouali, B., Flanagan, D. C., Porto, P., Benfetta, H., Farsi, F. Z., Ghosal, K., Talchabhadel, R., (2025). Using empirical methods, GIS and bathymetric survey for assessing the

siltation of Sidi-Yacoub dam (Northwest Algeria). *Geofizika*, 42(1), 83–115.

<https://doi.org/10.15233/gfz.2025.42.5>

Chaouche, K., Neppel, L., Dieulin, C., Pujol, N., Ladouche, B., Martin, E., Salas, D., & Caballero, Y. (2010). Analyses de l'évolution des précipitations et des températures de l'air en France au cours du 20ème siècle. *Hydrological Sciences Journal*, 55(2), 113–125.

Chaplot, V., & Le Bissonnais, Y. (1999). Field measurements of interrill erosion under different slopes and plot sizes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 1–10.

Chattopadhyay, N., & Hulme, M. (1997). Evaporation trends. *International Journal of Climatology*, 17, 1465–1478.

Chebbani, R., Djilli, K., & Roose, E. (1999). Étude à différentes échelles des risques d'érosion dans le bassin versant de l'Isser, Algérie. *Bulletin du Réseau Érosion*, 19, 85–95.

Cheggour, A. (2008). Mesure de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales dans un bassin versant montagneux semi-aride et spatialisation par des SIG : Application au bassin versant de la Rhéraya (Haut-Atlas, Maroc) [Thèse de doctorat]. Université Cadi Ayyad, Marrakech, Maroc.

Chelghoum, A. (2021, 7 juillet). 80 % des barrages réalisés en Algérie sont totalement envasés [Interview]. *Le Soir d'Algérie*.

Chen, C.N., Tfwala, S.C. & Tsai, C.H. (2020). Climate change impacts on soil erosion and sediment yield in a watershed. *Water*, 12(8), 2247. <https://doi.org/10.3390/w12082247>.

Cherif, E. A., Errih, M., & Cherif, H. M. (2009). Modélisation statistique du transport solide du bassin versant de l'oued Mekerra (Algérie) en zone semi-aride méditerranéenne. *Hydrological Sciences Journal*, 54, 338–348.

Chikh, H.A. (2021). Apport de la modélisation à l'étude de la dynamique du transport solide dans les bassins versants : Cas du bassin versant de l'Oued Isser (Algérie Nord-Occidentale). [Thèse de doctorat], Université Abou Bekr Belkaïd – Tlemcen, Faculté de Technologie, Département d'Hydraulique, 180 p.

Chow, V. T. (1964). *Handbook of Applied Hydrology: A Compendium of Water-resources Technology*. New York: McGraw-Hill.

Cohn, T.A. (1995). Recent advances in statistical methods for the estimation of sediment and nutrient transport in rivers. *Reviews of Geophysics*, 33(S2), 1117–1123.

Cohn, T.A., DeLong, L.L., Gilroy, E.J., Hirsch, R.M. & Wells, D.K. (1989). Estimating constituent loads. *Water Resources Research*, 25(5), 937–947.

Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. London : Springer-Verlag, 208 p.

Cormary, Y. & Masson, J. (1964). Application à un projet type de la formule de perte en terre de Wischmeier. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, 3, 3–22.

Cosandey, C. & Robinson, M. (2000). *Hydrologie continentale*. Paris : Armand Colin, 360 p.

Coutagne, A. (1954). Quelques considérations sur les pertes de charge, la zone d'alimentation et les variations de débit. *La Houille Blanche*, 9(3), 360–369.

Cramer, W., Guiot, J., Fader, M., Garrabou, J., Gattuso, J.-P., Iglesias, A., Lange, M. A., Lionello, P., Llasat, M. C., Paz, S., Peñuelas, J., Snoussi, M., Toreti, A., Tsimplis, M. N., & Xoplaki, E. (2018). Climate change and interconnected risks to sustainable development in the Mediterranean. *Nature Climate Change*, 8(11), 972–980.

Crawford, C. G. (1991). Estimation of suspended sediment rating curves and mean suspended sediment load. *Journal of Hydrology*, 129, 331–348.

D

Dadson, S. J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W. B., Lin, M. L., Hsu, M. L., Lin, C. W., Horng, M. J., Chen, T. C., Milliman, J. D., & Stark, C. P. (2003). Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature*, 426(6967), 648–651.

Darcy, H. (1854). Sur des recherches expérimentales relatives au mouvement des eaux dans les tuyaux. *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, 38, 1109–1121.

Dayon, G. (2015). Orographic effects on precipitation. *Climate Dynamics*, 45, 2121–2141.

Dean, W. E., & Rhea, D. T. (1982). Chemical weathering. *Geology*, 10, 611–615.

De Boer, D.H. & Campbell, I.A. (1989). Spatial scale dependence of sediment dynamics in a semi-arid badland drainage basin. *Catena*, 16(3), 277–290.

De Jong, S. M. (1994). Applications of reflective remote sensing for land degradation studies in a Mediterranean environment. *Netherlands Geographical Studies*, 177, Utrecht University.

De Mello, K., Randhir, T. O., Valente, R. A., & Vettorazzi, C. A. (2017). Riparian restoration for protecting water quality in tropical agricultural watersheds. *Ecological Engineering*, 108, 514–524.

De Martonne, E. (1923). Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité. *Annales de Géographie*, 42(242), 241–250.

De Ploey, J. (1990). Threshold conditions for thalweg gullying with special reference to loess areas. *Catena Supplement*, 17, 147–151.

De Roo, A. P. J., Wesseling, C. G., & Ritsema, C. J. (1996). LISEM: A single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. *Hydrological Processes*, 10(8), 1107–1117.

De Roo, A. P. J., & Jetten, V. G. (1999). Calibrating and validating the LISEM model for two data sets from the Netherlands and South Africa. *Catena*, 37(3-4), 477–493.

Demmak, A. (1982). Contribution à l'étude de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale [Thèse de docteur-ingénieur]. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 323 p.

Destouni, G. (2012). Hydroclimatic changes and land use. *Water Resources Research*, 48, W09537.

Djellouli, Y., & Daget, P. (1993). Sécheresse en Algérie. *Sécheresse*, 4(3), 161–168.

Djellouli, H. (2019). Gestion intégrée des ressources en eau sous contrainte climatique [Thèse].

Dubille, M. (2008). Transport solide et abrasion dans les rivières à fond rocheux : de la mesure au modèle sur un exemple himalayen [Thèse de Doctorat]. Université Grenoble I – Joseph Fourier.

Dubreuil, P. (1974). Initiation à l'analyse hydrologique. Paris : Masson/ORSTOM, 216 p.

E

Earman, S., & Dettinger, M. (2011). Potential impacts of climate change on groundwater. *Climatic Change*, 109, 61–76.

Edwards, T. K., & McKee, T. B. (1997). Characteristics of 20th century drought in the United States at multiple time scales. *Atmospheric Science Paper*, 634, 1–30.

Elahcene, O., Bouznad, I. E., Bendjedou, M. Y., et al. (2019). Study of solid transport in suspension in a semi-arid catchment: case of Boukadir Wadi, Tipaza, Algeria. In *Innovation* (pp. 57–60). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-01572-5_14

El Hannani, M., Taïbi, A. N., & Boumeaza, T. (2014). Dynamique morpho-paysagère du bassin versant moyen de l'oued Moulouya et impact sur l'envasement des barrages (Maroc). *Presses Universitaires d'Angers*, 31–44.

Eltner, A., et al. (2016). Image-based surface reconstruction in geomorphometry. *Earth Surface Dynamics*, 4(2), 359–389.

Elwell, H.A. & Stocking, M.A. (1984). Estimating soil life-span for conservation planning. *Tropical Agriculture*, 61(2), 148–150.

Emberger, L. (1942). Un projet de classification des climats du point de vue phytogéographique. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de Toulouse*, 77, 97–124.

Emberger, L. (1955). Une classification biogéographique des climats. *Recueil des Travaux des Laboratoires de Botanique, Géologie et Zoologie de la Faculté des Sciences de Montpellier, série Botanique*, 7, 3–43.

Emberger, L. (1971). *Travaux de botanique et d'écologie*. Paris: Masson, 520 p.

Engelund, F., & Hansen, E. (1972). A monograph on sediment transport in alluvial streams. *Water Resources Research*, 8(4), 937–968.

Etchanchu, D., & Probst, J. L. (1986). Érosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. *Académie des Sciences, Paris*, 302, série II, n°17, 1063–1067.

F

Faleh, A., & Maktite, A. (2014). Cartographie des zones vulnérables à l'érosion hydrique à l'aide de la méthode PAP/CAR et SIG en amont du barrage Allal El Fassi, Moyen Atlas (Maroc). *Papeles de Geografía*, (59-60), 71–82.

- Fang, N.F., Shi, Z.H., Li, L., Guo, Z.L., Liu, Q.J. & Ai, L. (2011). The effects of rainfall regimes and land use changes on runoff and soil loss in a small mountainous watershed. *Catena*, 99, 1–8.
- FAO. (1995). World Reference Base for Soil Resources. FAO, ISRIC, ISSS, Rome.
- FAO. (1997). Conservation des sols et des eaux. Unasylva.
<https://www.fao.org/4/t0843f/t0843f05.htm>
- FAO. (1997). La conservation et la restauration des terres – Cahier FAO Conservation Guide 31.
<https://www.fao.org/4/ad071f/ad071f00.htm>
- FAO. (2018). L'agriculture de conservation : principes, pratiques et enjeux pour le Maghreb. Organisation des Nations Unies pour l'Alimentation et l'Agriculture.
- FAO. (2019). Payments for Ecosystem Services in Agriculture : Global Perspectives and Lessons Learned. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Faramarzi, M., Abbaspour, K. C., Ashraf Vaghefi, S., Farzaneh, M. R., Zehnder, A. J. B., Srinivasan, R., & Yang, H. (2013). Modeling impacts of climate change on freshwater availability in Africa. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1), 1–22.
- Ferguson, R.I. (1987). Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12(1), 95–104.
- Ficklin, D. L. (2021). Climate change and hydrological extremes. *Journal of Hydrology*, 603, 127039.
- Flanagan, D. C., & Nearing, M. A. (1995). USDA-Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile and Watershed Model Documentation. NSERL Report No. 10, USDA-ARS.
- Flanagan, D. C., Gilley, J. E., & Franti, T. G. (2007). Water Erosion Prediction Project (WEPP) : Development history, model capabilities, and future enhancements. *Transactions of the ASABE*, 50(5), 1603–1612.
- Fournier, F. (1960). Climat et érosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques. Presses Universitaires de France, 201 p.
- Frécaut, R. (1971). Hydrologie et climatologie de la France. [Préciser éditeur et pages]
- Frolova, N., & Alekseevsky, N. (2013). Hydrological regime in Russia. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6), 1240–1256.
-

G

- Gaïdi, M. F. (2024). Journée de sensibilisation à Sidi Bel Abbès : Des initiatives pour la préservation de l'eau. *El Watan*.
- García, N., & Vargas, W. (1998). Streamflow trends in South America. *Journal of Climate*, 11, 3026–3035.

Gassman, P. W., Reyes, M. R., Green, C. H., & Arnold, J. G. (2007). The Soil and Water Assessment Tool : Historical development, applications, and future research directions. *Transactions of the ASABE*, 50(4), 1211–1250.

Gauvin, D. (2000). Inventaire des zones sensibles à l'érosion des sols en vallée d'Authie dans une perspective d'application des mesures agri-environnementales [Mémoire de D.E.S.S. Eau et Environnement]. Université de Picardie Jules Verne, Amiens, 105p

Ghenim, A., Terfous, A., & Seddini, A. (2007). Étude du transport solide en suspension dans les régions semi-arides méditerranéennes : cas du bassin versant de l'oued Sebdou (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, 18, 39–44.

Ghenim, A., & Megnounif, A. (2013). Variabilité pluviométrique et impacts sur le ruissellement dans le nord-ouest algérien. *Physio-Géo*, 7, 209–224.

Gherissi, R., Baba-Hamed, K., & Bouanani, A. (2017). Validation des modèles hydrologiques GR2M et GR4J sur le bassin versant de la Tafna (Nord-Ouest Algérien). *Techniques Sciences Méthodes (TSM)*, (5), 47–61. <https://astee-tsm.fr/articles/tsm-5-2017-gherissi/>

GIEC (IPCC). (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report*. Cambridge: Cambridge University Press.

GIEC (IPCC). (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press.

GIEC (IPCC). (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Sixth Assessment Report*. Cambridge University Press.

Giorgi, F. (2006). Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, 33(8).

Golubev, V. S., Lawrimore, J. H., Groisman, P. Y., Speranskaya, N. A., Zhuravin, S. A., Menne, M. J., Peterson, T. C., & Malone, R. W. (2001). Evaporation changes over the contiguous United States and the former USSR : A reassessment. *Journal of Hydrometeorology*, 2(3), 227–237.

Gravelius, H. (1914). *Flusskunde*. In: *Grundriss der gesamten Gewässerkunde*, Vol. 1. Göschen, Berlin, 179 p.

Green, T. R., Taniguchi, M., Kooi, H., Gurdak, J. J., Allen, D. M., Hiscock, K. M., Treidel, H., & Aureli, A. (2011). Beneath the surface of global change : Impacts of climate change on groundwater. *Nature Climate Change*, 1(4), 192–200.

Groisman, P.Ya., Knight, R.W., Easterling, D.R., Karl, T.R., Hegerl, G.C. & Razuvaev, V.N. (2005). Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of Climate*, 18(9), 1326–1350. <https://doi.org/10.1175/JCLI3339.1>

Guardia, P. (1975). *Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale*. Thèse de doctorat d'État, Université de Nice, 300 p.

Gumbel, E.J. (1958). *Statistics of Extremes*. New York: Columbia University Press, 375 p.

H

- Hachemi, S. M., Megnounif, A., Bessedik, M., & Kumar, N. (2026). Spatio-temporal analysis of water erosion in the Tafna watershed (Algeria) using the RUSLE model and bias-corrected rainfall data (1983–2023). *Land*, 15(2), 217. <https://doi.org/10.3390/land15020217>
- Hallaire, M. (1961). *Le potentiel de l'eau dans le sol*. Paris : INRA, 30 p.
- Hallouz, F., Meddi, M., & Mahé, G. (2013). Ressources en eau du Chélif. *Hydrological Sciences Journal*, 58(6), 1301–1314.
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahé, G., Alirahmani, S., & Keddar, A. (2018). Modeling of discharge and sediment transport through the SWAT model in the basin of Harraza (Northwest of Algeria). *Water Science*, 32(1), 79–88.
- Harrison, C. G. A. (1994). Global sediment flux. *Earth Surface Processes*, 19, 1–12.
- Heidel, S.G. (1956). The progressive lag of sediment concentration with flood waves. *Transactions of the American Geophysical Union*, 37(1), 56–66.
- Hessel, R., Jetten, V., & Zhang, G. (2003). Estimating Manning's n for steep slopes. *Catena*, 54(1-2), 77–91.
- Heusch, B. (1970). L'érosion du Pré-Rif. *Annales de la Recherche Forestière au Maroc*, 12, 9–176.
- Heusch, B., & Millies-Lacroix, A. (1971). Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin. Application au Maghreb. *Mines et Géologie*, 33, 21–39.
- Hirche, A., et al. (2007). Sécheresse en Algérie. *Climatologie*, 4, 45–60.
- Hobbins, M.T., Ramírez, J.A. & Brown, T.C. (2004). Trends in pan evaporation and actual evapotranspiration across the conterminous U.S.: Paradoxical or complementary? *Geophysical Research Letters*, 31, L13503. <https://doi.org/10.1029/2004GL019846>.
- Horton, R.E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins. *Geological Society of America Bulletin*, 56(3), 275–370.
- Hubert, P., & Carbonnel, J. P. (1998). Déficits hydriques en Afrique. *Hydrological Sciences Journal*, 43(5), 759–772.
- Hudson, P.F. (2003). Event sequence and sediment exhaustion in the lower Panuco Basin, Mexico. *Catena*, 52(1), 57–76.

I

- Inbar, M. (1992). Rates of fluvial erosion in basins with a Mediterranean type climate. *Catena*, 19(3–4), 393–409.

J

- Jansson, M.B. (1997). Comparison of sediment rating curves developed on annually and seasonally collected data. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica*, 31, 11–28.
- Jetten, V., de Roo, A., & Favis-Mortlock, D. (1999). Evaluation of field-scale and catchment-scale soil erosion models. *Catena*, 37(3-4), 521–541.
- Jetten, V., & Favis-Mortlock, D. (2006). Modelling soil erosion in Europe. In J. Boardman & J. Poesen (Eds.), *Soil Erosion in Europe* (pp. 695–716). John Wiley & Sons.
- Johannot, A. (2021). Estimation du transport solide en rivière alpine et incertitudes [Mémoire de fin d'études]. HAL. <https://dumas.ccsd.cnrs.fr/dumas-03603133v1>
-

K

- Kanwar, J.S. (1982). *Soil — Our Basic Resource*. Indian Council of Agricultural Research, New Delhi, 95 p.
- Karoly, D. J., et al. (2003). Detection of climate change. *Journal of Climate*, 16, 1629–1642.
- Kazi-Tani, H. (2019). Estimations et quantifications des apports solide et liquide du bassin versant Meffrouche (Nord-Ouest algérien) [Thèse de doctorat]. Université de Tlemcen. <http://dspace1.univ-tlemcen.dz/handle/112/15055>
- Kazi-Tani, H., Gherissi, R., Zegnouni, A., et al. (2020). Relations entre les débits liquides et les flux de matières en suspension dans la haute Tafna. *Techniques Sciences Méthodes*, 7/8, 79–89.
- Kazi-Tani, H., Gherissi, R., Zegnouni, A., et al. (2023). Impact de la variabilité du régime pluvial saisonnier sur les ruissellements et l'érosion des versants. *Géomorphologie*, 29, 127–139.
- Kennedy, R.G. (1895, cité dans Lefort, J.-B., 1992). Relation puissance débit solide–débit liquide. [Préciser référence Lefort complète]
- Kerzabi, S. (2024). Évaluation de l'envasement des retenues de barrages en Algérie : analyse appliquée au bassin versant de la Tafna [Mémoire de Master]. Université de Tlemcen.
- Kettab, A., Azzi, A., & Remini, B. (2002). Barrages et sécheresse en Algérie : état des lieux. *Sécheresse*, 13(4), 221–229.
- Khan, S. (2024). A technical review on reservoir sedimentation and their mitigation strategies. *AUIQ Technical Engineering Science*, 1.
- Khentouche, A., & Bella, N. (2025). Floods and siltation in some Auresian watersheds (East of Algeria). *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*.
- Khomsî, K. (2014). Variabilité climatique au Maghreb [Thèse de doctorat].
- Klein, M. (1984). Anti-clockwise hysteresis in suspended sediment concentration during individual storms. *Catena*, 11(2–3), 251–257.

Knighton, D. (1984). *Fluvial forms and processes*. Arnold.

Krepper, C.M., García, N.O. & Jones, P.D. (2003). Interannual variability in the Uruguay river basin. *International Journal of Climatology*, 23(1), 103–115. <https://doi.org/10.1002/joc.853>

L

Labiod, Z., Remini, B., & Belaredj, M. (2004). Treatment of mud from the Bouhanifia dam with a view to its recovery. *Larhyss Journal*, 3, 7–12.

Laflen, J. M., Elliot, W. J., Flanagan, D. C., Meyer, C. R., & Nearing, M. A. (1997). WEPP-predicting water erosion using a process-based model. *Journal of Soil and Water Conservation*, 52(2), 96–102.

Lahlou, A. (1994). *Envasement des barrages au Maroc*. Walada, Casablanca, 120 p.

Larabi, A., Faouzi, M., El Mansouri, B., & Chao, J. (2016). Impacts of climate change on the groundwater resources of the Souss–Massa basin, Morocco. *Hydrogeology Journal*, 24(4), 889–902.

Laursen, E. M. (1968). A total-load, excess-shear transport function. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*.

Lespinas, F. (2008). Évolution des précipitations globales. *Climatologie*, 5, 75–89.

Liepert, B. G. (2002). Observed reductions of surface solar radiation. *Geophysical Research Letters*, 29(10).

Loehle, C. & Scafetta, N. (2011). Climate change attribution using empirical decomposition of climatic data. *The Open Atmospheric Science Journal*, 5, 74–86.
<https://doi.org/10.2174/1874282301105010074>

Ludwig, W., Probst, J.-L., & Kempe, S. (1996). Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. *Global Biogeochemical Cycles*, 10(1), 23–41.

Ludwig, W., & Probst, J.-L. (1998). River sediment discharge to the oceans: present-day controls and global budgets. *American Journal of Science*, 298(4), 265–295. <https://doi.org/10.2475/ajs.298.4.265>

M

Massey, F. J. (1951). The Kolmogorov-Smirnov test for goodness of fit. *Journal of the American Statistical Association*, 46(253), 68–78.

Mazour, M. (1992). Les facteurs de risque de l'érosion en nappe dans le bassin versant de l'oued Isser : Tlemcen, Algérie. *Bulletin du Réseau Érosion*, n°12, 300–313.

Mazour, M., & Roose, E. (2002). Influence de la couverture végétale sur le ruissellement et l'érosion des sols sur parcelles d'érosion dans les bassins versants du Nord-ouest de l'Algérie. *OpenEdition Books*.

- Mazouzi, K., El Ghachi, M., & Smahi, A. (2021). Quantification de l'érosion hydrique par la méthode RUSLE au niveau du bassin versant de l'Oued Mikkès (Maroc central). *European Scientific Journal (ESJ)*, 17(14), 256–278.
- McCool, D.K., Brown, L.C., Foster, G.R., Mutchler, C.K. & Meyer, L.D. (1987). Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation. *Transactions of the ASAE*, 30(5), 1387–1396.
- McKee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scale. In *Proceedings of the Eighth Conference on Applied Climatology* (pp. 179–184). American Meteorological Society.
- Meddi, M. (1992). Hydro-pluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina, Algérie [Thèse de Doctorat]. Université Louis Pasteur Strasbourg, 390 p.
- Meddi, M. (2005). Hydrologie et sécheresse en Algérie. Alger.
- Meddi, M. (2015). Contribution à l'étude du transport solide en Algérie du Nord. *Larhyss Journal*, 12, 315–336.
- Meddi, M., & Hubert, P. (2003). Impacts climatiques sur les écoulements. *Hydrological Sciences Journal*, 48(3), 1–15.
- Meddi, M., Talia, A., & Martin, C. (2009). Évolution récente des crues dans le Nord-Ouest de l'Algérie. *Revue des Sciences de l'Eau*, 22(1), 65–78.
- Meddi, H., & Meddi, M. (2009). Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse*, 20(1), 57–65.
- Meddi, M., Assani, A. A., & Meddi, H. (2010). Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria. *Water Resources Management*, 24(14), 3817–3833.
- 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). *Revue des Sciences de l'Eau*, 16(3), 369–380.
- Megnounif, A. (2007). Étude du transport des sédiments en suspension dans les écoulements de surface [Thèse]. Université de Tlemcen, 168 p.
- Melalih, A. (2012). Analyse des techniques de conservation de l'eau et du sol en zone aride : cas du bassin versant d'Ain Sefra. [Mémoire de Magister en Agronomie], Université Abou Bekr Belkaïd – Tlemcen, Algérie.
- Merabet-Baghli, N. (2018). Élaboration d'une méthodologie d'organisation de l'information pour une meilleure gestion des ressources en eau [Thèse de doctorat]. Université Abou Bekr Belkaïd, Tlemcen.
- Merritt, W. S., Letcher, R. A., & Jakeman, A. J. (2003). A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, 18(8-9), 761–799.
- Meyer-Peter, E., & Müller, R. (1948). Formules pour le transport par charriage. *Actes de la 2e réunion de l'AISSH, Delft*, 39–64.
- Ministère de l'Environnement (2000). Rapport national sur l'état de l'environnement en Algérie. Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement, Alger.

- Milliman, J. D., & Syvitski, J. P. M. (1992). Geomorphic control of sediment discharge. *Journal of Geology*, 100, 525–544.
- Mitasova, H., Hofierka, J., Zlocha, M., & Iverson, L. R. (1996). Modelling topographic potential for erosion and deposition using GIS. *International Journal of Geographical Information Systems*, 10(5), 629–641.
- Mitasova, H., Hardin, P. J., Starek, M. J., & Harmon, R. S. (2013). Landscape dynamics from LiDAR data time series. In *Proceedings of Geomorphometry 2013* (pp. 3–6). Nanjing, China. geomorphometry.org
- Moore, I. D., & Burch, G. J. (1986). Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of America Journal*, 50(5), 1294–1298.
- Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885–900.
- Morgan, R. P. C. (2005). *Érosion des sols et conservation*. National Soil Resources Institute, Cranfield University.
- Morgan, R. P. C., Quinton, J. N., Smith, R. E., Govers, G., Poesen, J. W. A., Auerswald, K., Chisci, G., Torri, D., & Styczen, M. E. (1998). The European Soil Erosion Model (EUROSEM): A dynamic approach for predicting sediment transport from agricultural lands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(6), 527–544.
- Morsli, B., Mazour, M., Mededjel, N., Hamoudi, A., & Roose, É. (2004). Influence de l'utilisation des terres sur les risques de ruissellement et d'érosion sur les versants semi-arides du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse*, 15(1), 96–104.
- Musy, A. (2005). *Hydrologie fonctionnelle*. Presses polytechniques et universitaires romandes (PPUR), Lausanne, 634 p.

N

- Nahon, C. (2008). *Les apports de la télédétection dans l'étude diachronique de l'envasement de barrage* [Mémoire de licence]. Faculté des Sciences, Université de Liège, 156 p.
- National Research Council (NAP). (2002). *Riparian Areas: Functions and Strategies for Management*. The National Academies Press.
- Nearing, M. A., Jetten, V., Baffaut, C., Cerdan, O., Couturier, A., Hernandez, M., Le Bissonnais, Y., Nichols, M. H., Nunes, J. P., Renschler, C. S., Souchère, V., & van Oost, K. (2005). Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitation and cover. *Catena*, 61(2-3), 131–154.
- Nearing, M. A., Wei, H., Stone, J. J., Pierson, F. B., Spaeth, K. E., Weltz, M. A., Flanagan, D. C., & Hernandez, M. (2011). *A rangeland hydrology and erosion model*. Transactions of the ASABE, 54(3), 901–908.
- Neitsch, S. L., Arnold, J. G., Kiniry, J. R., & Williams, J. R. (2011). *Soil and Water Assessment Tool Theoretical Documentation Version 2009*. Texas Water Resources Institute Technical Report No. 406.

Nichane, M. & Khelil, M.A. (2015). Changements climatiques et ressources en eau en Algérie : vulnérabilité, impact et stratégie d'adaptation. *Larhyss Journal*, 21, 1–20.

Nouvelot, J. F. (1992). Érosion mécanique, transport solide, sédimentation dans le cycle de l'eau. https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers15-11/010053223.pdf

P

Pall, P., Allen, M. R., & Stone, D. A. (2007). Testing the Clausius–Clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under warming. *Climate Dynamics*, 28(4), 351–363.

Panagos, P., Borrelli, P., Poesen, J., Ballabio, C., Lugato, E., Meusburger, K., Montanarella, L., & Alewell, C. (2015). The new assessment of soil loss by water erosion in Europe. *Environmental Science & Policy*, 54, 438–447.

Parsons, A. J., Wainwright, J., Brazier, R. E., & Powell, D. M. (2004). Is sediment delivery a fallacy? *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(10), 1325–1328.

Payet, E., Dumas, P. & Pennober, G. (2011). Modélisation de l'érosion hydrique des sols sur un bassin versant du sud-ouest de Madagascar, la Fiherenana. *Vertigo – la revue électronique en sciences de l'environnement*, 11(1).

Pearson, K. (1900). On the criterion that a given system of deviations from the probable in the case of a correlated system of variables is such that it can be reasonably supposed to have arisen from random sampling. *Philosophical Magazine*, 50(302), 157–175.

Pedelaborde, P. (1968). Introduction à l'étude scientifique du climat. Paris : SEDES, 246 p.

Perrodon, A. (1957). Étude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale. *Bulletin du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, n°12, 328 p.

Pimentel, D., Harvey, C., Resosudarmo, P., Sinclair, K., Kurz, D., McNair, M., Crist, S., Shpritz, L., Fitton, L., Saffouri, R. & Blair, R. (1995). Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science*, 267(5201), 1117–1123.

Poesen, J., Nachtergaele, J., Verstraeten, G. & Valentin, C. (2003). Gully erosion and environmental change: Importance and research needs. *Catena*, 50(2–4), 91–133.

Ponce, V.M. (1989). *Engineering Hydrology: Principles and Practices*. Englewood Cliffs, NJ : Prentice Hall, 640 p.

Probst, J.-L., & Amiotte Suchet, P. (1992). Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Magreb (North Africa). *Hydrological Sciences Journal*, 37(6), 621–637.

R

- Rawls, W.J., Brakensiek, D.L. & Miller, N. (1983). Green-Ampt infiltration parameters from soil data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 109(1), 62–70.
- Reid, L.M. & Dunne, T. (1999). *Rapid Evaluation of Sediment Budgets*. Reiskirchen : Catena Verlag, 164 p.
- Remini, B. (1997). *Envasement des retenues de barrages en Algérie* [Thèse de doctorat d'État]. École Nationale Polytechnique d'Alger, 342 p.
- Remini, B. (2000). L'envasement des barrages : quelques exemples algériens. *Bulletin du Réseau Érosion*, 20, 165–171.
- Remini, B. (2006). Valorisation de la vase des barrages – quelques exemples algériens. *Larhyss Journal*, 5, 75–89.
- Remini, B. (2017). *L'envasement des barrages en Algérie*. Éditions Universitaires Européennes, 248 p.
- Remini, B., Avenard, J.-M., & Kettab, A. (1997). Évolution dans le temps de l'envasement dans une retenue de barrage dans laquelle est pratiquée la technique du soutirage. *La Houille Blanche*, 6, 4–8.
- Remini, B., Bensafia, D., & Mekhatri, A. (2018). Sidi M'Hamed Ben Aouda's dam (Algeria): acceleration to the silting! *Larhyss Journal*, 33, 221–252.
- Remini, B., & Hallouche, W. (2005). Prévision de l'envasement dans les barrages du Maghreb. *Larhyss Journal*, 4, 69–80.
- Remini, B., Kettab, A., & Hihat, H. (1995). Envasement du barrage d'Ighil Emda. *La Houille Blanche*, 2/3, 23–28.
- Remini, B., Avenard, J.-M., & Kettab, A. (1996). Le barrage d'Ighil Emda : les courants de densité dans la retenue. *Annales Maghrébines de l'Ingénieur*, 10.
- Remini, B., Leduc, C., & Hallouche, W. (2009). Évolution des grands barrages en régions arides : quelques exemples algériens. *Sécheresse*, 20(1), 96–103.
- Remini, B., & Ouidir, K. (2017). Le barrage réservoir d'Erraguene. *Larhyss Journal*, 32, 213–244.
- Remenieras, G. (1976). *L'hydrologie de l'ingénieur*. Paris : Eyrolles, 465 p.
- Renard, K. G., et al. (1997). *Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE)*. USDA Agriculture Handbook No. 703.
- Renard, K.G. & Freimund, J.R. (1994). Using monthly precipitation data to estimate the R factor in the Revised USLE. *Journal of Hydrology*, 157, 287–306.
- Renschler, C. S., & Harbor, J. (2002). Soil erosion assessment tools from point to regional scales. *Geomorphology*, 47(2-4), 189–209.
- Reverdy, Z., Girard, S., Carluet, N., & Pinjon, S. (2025). Ralentir et conserver l'eau dans les têtes de bassin versant. INRAE ; ENS de Lyon. <https://hal.inrae.fr/hal-05094198>

- Richard, L.A. (1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Agriculture Handbook N° 60. Washington D.C., 160 p.
- Roche, M. (1963). Hydrologie de surface. Gauthier-Villars / ORSTOM, Paris, 430 p.
- Roose, E. (1989). Érosion et gestion conservatoire de l'eau et de la fertilité des sols. Bulletin Réseau Érosion, 9, 13.
- Roose, E. (1994). Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). Bulletin FAO des Sols n°70, FAO, Rome, 420 p.
- Roose, E., Arabi, M., Brahamia, K., Chebbani, R., Mazour, M., & Morsli, B. (1993). Érosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne algérienne. Cahiers ORSTOM, Série Pédologie, XXVIII (2), 289–308.
- Roose, E., Chebbani, R., & Bourougaa, L. (2000). Ravinement en Algérie. Bulletin Réseau Érosion, 19, 122–136.
- Roose, E., Duchaufour, H., & De Noni, G. (2018). Restauration de la productivité des sols tropicaux et méditerranéens. IRD Éditions, Marseille, 664 p.
- Rovira, A. & Batalla, R.J. (2006). Temporal distribution of suspended sediment transport in a Mediterranean basin : The Lower Tordera (NE Spain). *Geomorphology*, 79(1–2), 58–71.
-

S

- Sadeghi, S. H., et al. (2014). A review of the application of the MUSLE model worldwide. *Hydrological Sciences Journal*, 59(2), 365–375.
- Sadiki, A., Bouhlassa, S., Auajjar, J., Faleh, A. & Macaire, J.J. (2004). Utilisation d'un SIG pour l'évaluation et la cartographie des risques d'érosion par l'Equation Universelle des Pertes en Sol dans le Rif oriental (Maroc). *Bulletin de l'Institut Scientifique*, Rabat, 26, 69–79.
- Saouli, F., Bouanani, A., Baba-Hamed, K., & Kazi-Tani, H. (2025). Impact de la sécheresse sur le transport des sédiments dans le bassin de l'oued Isser. *Techniques Sciences Méthodes (TSM)*, (9), 121–134. <https://doi.org/10.36904/tsm/202509121>
- Saouli, N., & Bougherara, A. (2025). Silting rate of the Zit Emba dam and spatialization of water erosion using the USLE model (Extreme North-East of Algeria). *RS Global – World Science*.
- Schewe, J., Heinke, J., Gerten, D., Haddeland, I., Arnell, N. W., Clark, D. B., Dankers, R., Eisner, S., Fekete, B. M., Colón-González, F. J., Gosling, S. N., Kim, H., Liu, X., Masaki, Y., Portmann, F. T., Satoh, Y., Stacke, T., Tang, Q., Wada, Y., Wisser, D., Albrecht, T., Frieler, K., Piontek, F., Warszawski, L., & Kabat, P. (2014). Multimodel assessment of water scarcity under climate change. *Proceedings of the National Academy of Sciences (PNAS)*, 111(9), 3245–3250.
- Schumm, S. A. (1969). River adjustment. *Journal of Geology*, 77, 279–305.
- Schumm, S. A. (1977). *The fluvial system*. Wiley.

- Sebbar, A., Badripour, H. & Fougrach, H. (2011). Étude de la variabilité du régime pluviométrique au Maroc. *Sécheresse*, 22(3), 139–148.
- Seeger, M., Errea, M.P., Beguería, S., Arnáez, J., Martí, C. & García-Ruiz, J.M. (2004). Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish Pyrenees. *Journal of Hydrology*, 288(3–4), 299–311.
- Seltzer, P. (1946). *Le climat de l'Algérie*. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie, Université d'Alger, 219 p.
- Serbah, B. (2011). Étude et valorisation des sédiments de dragage du barrage de Bakhadda (Tiaret) [Mémoire de Master]. Université de Tlemcen.
- Sethyor. (1979). Étude hydrogéologique des Monts de Tlemcen. Rapport technique, Société d'Études Hydrauliques d'Oran, 2 tomes, 300 p.
- Shruthi, R. B. V., Kerle, N., & Jetten, V. (2011). Object-based gully feature extraction using high spatial resolution imagery. *Geomorphology*, 134(3-4), 260–268.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K.B., Tignor, M. & Miller, H.L. (Eds.) (2007). *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.
- Soltner, D. (1992). *Bases de la production végétale*. Collection Sciences et Techniques Agricoles.
- Souidi, Z., Hamimed, A., Zaagane, M., & Donze, F. (2017). Cartographie des zones à risque d'érosion hydrique : Application au bassin versant de l'oued Fergoug. *Revue SAGREN*, 1(1), 1–8.
- Stedinger, J. R., Vogel, R. M., & Foufoula-Georgiou, E. (1993). Frequency analysis of extreme events. In D. R. Maidment (Ed.), *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill.
- Strahler, A.N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, 38(6), 913–920.
-

T

- Tadrist, N., Debauche, O., Remini, B., Xanthoulis, D., & Degré, A. (2016). Impact de l'érosion sur l'envasement des barrages, la recharge des nappes phréatiques côtières et les intrusions marines dans la zone semi-aride méditerranéenne. *Biotechnologie, Agronomie, Société et Environnement*, 20(4), 453–467.
- Takken, I., Beuselinck, L., Nachtergaele, J., Govers, G., Poesen, J., & Degraer, G. (1999). Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). *Catena*, 37(3-4)
- Tarolli, P. (2014). High-resolution topography for understanding Earth surface processes. *Geomorphology*, 216, 295–312.
- Terfous, A., Megnounif, A., & Bouanani, A. (2001). Étude du transport solide en suspension dans l'oued Mouilah (Nord-Ouest algérien). *Revue des Sciences de l'Eau*, 14(2), 173–185.

Terfous, A., Megnounif, A., & Ouillon, S. (2013). A graphical method to study suspended sediment dynamics during flood events in the Wadi Sebdou, NW Algeria (1973–2004). *Journal of Hydrology*, 497, 24–36. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.05.029>

Thornthwaite, C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55–94.

Tixeront, J. (1960). Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. IAHS Publication n° 53, Assemblée Générale d'Helsinki, pp. 26–41.

Toffaleti, J. C. (1985). Sediment transport formula for mobile bed. *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(3), 377–381.

Touaïbia, B. (2000). Méthodologie de quantification du ruissellement et de l'érosion hydrique en zone semi-aride. *Sécheresse*, 11(1), 49–55.

Touaibia, B., Aidaoui, A., Gomer, D., & Achite, M. (2001). Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride de l'Algérie du Nord. *Hydrological Sciences Journal*, 46(1), 41–53.

Touaibia, B. (2010). Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale. *Sécheresse*, 21(6), 1–6.

Toumi, S., Meddi, M., Mahé, G., & Brou, Y. T. (2018). Prédiction de l'érosion hydrique dans le bassin versant de l'oued Zeddine et de l'envasement du barrage Ouled Mellouk (Nord-Ouest algérien). *Géomorphologie*, 24(2), 187–206. <https://journals.openedition.org/geomorphologie/12083>

U

US Water Resources Council (1982). Guidelines for Determining Flood Flow Frequency. Bulletin 17B. Washington D.C. : US Government Printing Office.

V

Valembois, J., & Migniot, C. (1975). Rejets des produits de dragages à l'aval d'un barrage sur l'Oued Hamiz. *Houille Blanche*, 2/3, 155–172.

Van der Knijff, J. M., Jones, R. J. A., & Montanarella, L. (2000). Soil Erosion Risk Assessment in Europe. EUR 19044 EN, Office for Official Publications of the European Communities.

Van Remortel, R. D., Hamilton, M. E., & Hickey, R. J. (2004). Estimating the LS factor for RUSLE through iterative slope length processing of digital elevation data within ArcInfo Grid. *Cartography*, 33(1), 27–35.

Villaroya, M., Puig, J., & Borja, C. (2016). La vie touristique des grands barrages hydroélectriques. *Mondes du Tourisme*, 12, 45–62.

Vörösmarty, C. J., Green, P., Salisbury, J., & Lammers, R. B. (2000). Global water resources: vulnerability from climate change and population growth. *Science*, 289(5477), 284–288.

Vrieling, A. (2006). Satellite remote sensing for water erosion assessment: A review. *Catena*, 65(1), 2–18.

W

Walling, D.E. (1977). Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small basin. *Water Resources Research*, 13(3), 531–538.

Walling, D. E., & Webb, B. W. (1981). The reliability of suspended sediment load data. *IAHS Publication*, 133, 177–194.

Walling, D. E., & Webb, B. W. (1983). Patterns of sediment yield. In K. J. Gregory (Ed.), *Background to Palaeohydrology* (pp. 69–100). John Wiley & Sons.

Ward, R.C. (1975). *Principles of Hydrology* (2ème éd.). McGraw-Hill, Londres, 382 p.

Weisbach, J. (1845). *Lehrbuch der Ingenieur und Maschinenmechanik*. Brunswick, Germany.

Williams, G.P. (1989). Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111(1–4), 89–106.

Williams, J. R. (1975). Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In *Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources* (pp. 244–252). USDA Sedimentation Lab.

Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1958). Rainfall erosion losses. USDA.

Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1965). Predicting Rainfall-Erosion Losses from Cropland East of the Rocky Mountains. *USDA Agriculture Handbook No. 282*.

Wischmeier, W. H., & Smith, D. D. (1978). *Predicting Rainfall Erosion Losses: A Guide to Conservation Planning*. USDA Agriculture Handbook No. 537.

Wisler, C.O. & Brater, E.F. (1959). *Hydrology* (2ème éd.). John Wiley & Sons, New York, 408 p.

Wood, P. A. (1977). Controls of variation in suspended sediment concentration in the River Rother, West Sussex, England. *Sedimentology*, 24, 437–445.

Woolhiser, D. A., Smith, R. E., & Goodrich, D. C. (1990). KINEROS, A Kinematic Runoff and Erosion Model. ARS-77, USDA.

Wundt, W. (1937). *Gewässerkunde*. Berlin : Springer. [Abaque révisé par Coutagne, 1954]

X

Xoplaki, E. (2002). Climate variability in the Mediterranean. *Climate Research*, 20, 201–220.

Y

Yang, C. T. (2003). *Sediment transport : Theory and Practice*. McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering.

Yles, F., & Bouanani, A. (2012). Quantification et modélisation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Saida (hauts plateaux algériens). *Sécheresse*, 23(4), 289–296.

Z

Zekri, N., & Tounkob, A. (2021). Cartographie de la vulnérabilité potentielle des sols à l'érosion hydrique dans le bassin versant de la Tafna (Nord-Ouest Algérien). *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires*, 9(4), 649–656.

Zettam, A., Taleb, A., Sauvage, S., Boithias, L., Belaidi, N., & Sánchez-Pérez, J. M. (2017). Modelling hydrology and sediment transport in a semi-arid and anthropized catchment using the SWAT model: the case of the Tafna River (Northwest Algeria). *Water*, 9(3), 216.
<https://doi.org/10.3390/w9030216>

Zingg, A.W. (1940). Degree and length of land slope as it affects soil loss in runoff. *Agricultural Engineering*, 21(2), 59–64.

Zobiri, M., et al. (2018). Estimation de l'envasement du barrage El Izdihar (Sidi Abdelli) par le modèle P.I.S.A. *Larhyss Journal*, 34, 119–134.

RESUME

Ce travail porte sur l'étude du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'oued Isser, d'une superficie de 1140 km², dont l'exutoire est contrôlé par le barrage El Izdihar à Sidi Abdelli. Les données de débits liquides et de concentrations en matières en suspension, collectées par l'ANRH sur la période 1987–2011, ont constitué le socle de cette recherche.

Les résultats obtenus révèlent une dynamique sédimentaire soutenue, avec un apport solide annuel moyen de 173 637 tonnes, une lame écoulée de 29,39 Mm³ et une dégradation spécifique de 152,31 t.km⁻².an⁻¹. Ces valeurs témoignent d'une érosion modérée à forte, typique des bassins méditerranéens semi-arides exposés à des pluies intenses et irrégulières.

Pour mieux comprendre la dynamique des transferts sédimentaires, nous avons analysé un ensemble de 56 crues, ce qui nous a permis d'établir une relation puissance entre débits solides et liquides ($QS = 0,46 QL^{1,79}$). L'analyse des boucles d'hystérésis a mis en lumière des mécanismes de mobilisation et de transfert très variés selon les événements. Il ressort clairement que les crues exceptionnelles, bien que peu fréquentes, sont responsables de l'essentiel des exportations solides annuelles.

Enfin, la cartographie du risque érosif par le modèle USLE sous SIG a permis d'identifier les secteurs les plus vulnérables du bassin, offrant ainsi des outils concrets pour orienter les actions de conservation des sols et limiter l'envasement du barrage. Deux levés bathymétriques (2003 et 2019) témoignent d'un envasement progressif et s'accéléralant, ramenant sa capacité de 110 à 102,03 Hm³.

Mots clés : Transport solide · Matières en suspension · Oued Isser · Crues · Hystérésis · Érosion hydrique · USLE · SIG · Algérie

Abstract

The present study focuses on the transport of suspended solids in the Isser River watershed, which covers an area of 1,140 km². The outlet of this watershed is controlled by the El Izdihar dam in Sidi Abdelli. The data on liquid flows and suspended matter concentrations collected by the ANRH over the period 1987–2011 formed the basis of this research.

The results obtained demonstrate the presence of sustained sediment dynamics, characterised by an average annual solid input of 173,637 tons, a flow rate of 29.39 Mm³, and a specific degradation rate of 152.31 t.km⁻².year⁻¹. The values indicated herein demonstrate moderate to high erosion, which is typical of semi-arid Mediterranean basins exposed to intense and irregular rainfall.

In order to enhance comprehension of the dynamics of sediment transfer, an analysis of 56 floods was conducted, thereby enabling the establishment of a power relationship between solid and liquid flows ($QS = 0.46 QL^{1.79}$). A comprehensive analysis of hysteresis loops revealed a diverse array of mobilisation and transfer mechanisms, contingent on the specific occurrence. It is evident that, despite their rarity, exceptional floods are responsible for the majority of annual solid exports.

Finally, the employment of the USLE model in GIS has facilitated the identification of the most vulnerable areas of the basin, thereby providing concrete tools to guide soil conservation actions and limit dam siltation. Two bathymetric surveys (conducted in 2003 and 2019) show a gradual and accelerating siltation process, reducing its capacity from 110 to 102.03 Hm³.

Keywords: Sediment transport · Suspended matter · Oued Isser · Floods · Hysteresis · Water erosion · USLE · GIS · Algeria