

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 de TECHNOLOGIE



**THESE**

Présentée pour l'obtention du **grade de DOCTORAT 3ème Cycle**

**En :** Hydraulique

**Spécialité :** Science de l'eau

**Par :** Mr KOUIDRI Sofiane

**Sujet**

**Caractérisation des événements hydro-climatiques extrêmes et leur évolution (Étude de cas)**

Soutenue publiquement, le 12 /07/ 2025 , devant le jury composé de :

Mme ABDELBAKI Chérifa	Professeur	Univ. Tlemcen	Présidente
Mr MEGNOUNIF Abdesselam	Professeur	Univ. Tlemcen	Directeur de thèse
Mr GHENIM Abderrahmane Nekkache	Professeur	Univ. Tlemcen	Co- Directeur de thèse
Mr GUEMOU Bouabdellah	MCA	Univ. Ain Temouchent	Examineur 1
Mme MERABET Nawel	MCA	Univ. Tlemcen	Examineur 2

## Dédicaces

Je dédie ce travail de recherche :

À ma chère grand-mère Halima, véritable pilier de notre famille, Que Dieu lui donne encore beaucoup d'années parmi nous.

À mes chers parents, pour leur soutien sans faille et les innombrables sacrifices qu'ils ont consentis afin que je puisse atteindre ce niveau d'études.

À ma femme, pour sa patience, son soutien moral et ses encouragements constants tout au long de ce parcours académique.

À mon frère et à ma sœur, pour leur présence rassurante et leur appui inconditionnel dans les moments les plus difficiles.

À mes enfants, Imran et Hadil, source de motivation et de joie au quotidien.

À toute ma famille, qui a toujours cru en moi et m'a poussé à persévérer.

À tous mes enseignants et collègues de l'Université de Tlemcen, qui ont contribué à ma formation et à mon épanouissement intellectuel.

À mes collègues de l'Algérienne des Eaux, ainsi que ceux du secteur de l'eau (DRE, ABH, ANRH, AGIRE, ONA).

À toutes les personnes qui me sont chères et qui m'ont accompagné de près ou de loin dans cette belle aventure scientifique.

Qu'ils trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude et de toute ma reconnaissance.

## Remerciements

Avant tout, je tiens à exprimer ma gratitude envers Dieu qui m'a accordé la force, la persévérance et la santé nécessaires pour mener à bien ce travail de recherche.

J'adresse mes plus sincères remerciements et ma profonde reconnaissance à mes directeurs de thèse, **M. MEGNOUNIF Abdesselam** et **M. GHENIM Abderrahmane Nekkache**, professeurs à l'Université Aboubekr Belkaid-Tlemcen. Leur encadrement rigoureux, leurs précieux conseils et leur disponibilité constante ont été déterminants dans l'aboutissement de ce travail. Leur expertise scientifique, leur bienveillance et leur soutien m'ont guidée tout au long de cette recherche et m'ont permis de surmonter les obstacles rencontrés.

Je suis particulièrement honorée que **Mme ABDELBAKI Chérifa**, professeure à l'Université de Tlemcen, ait accepté de présider le jury de cette thèse. Je lui exprime ma profonde gratitude pour l'intérêt qu'elle a porté à mon travail et pour le temps qu'elle a consacré à son évaluation.

Mes vifs remerciements s'adressent également aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail et dont les remarques et suggestions contribueront certainement à l'enrichir :

- **M. GUEMOU Bouabdellah**, Maître de Conférences A à l'Université de Aïn Témouchent, pour avoir accepté d'examiner ce travail et d'apporter son expertise à son évaluation,
- **Mme MERABET Nawel**, Maître de Conférences A à l'Université de Tlemcen, pour sa participation au jury et pour l'attention qu'elle a accordée à l'examen de cette thèse.

Je tiens également à remercier l'ensemble du personnel administratif et technique du département pour leur aide précieuse et leur disponibilité tout au long de mon parcours doctoral.

## ملخص

تركز هذه الأطروحة على تحليل حركات المياه والرواسب في حوض وادي مكرة بشمال غرب الجزائر، وهي منطقة معرضة بشكل خاص لظواهر الفيضانات والجفاف الشديدة. تتبنى الدراسة نهجًا متعدد التخصصات، يجمع بين الهيدرولوجيا، وعلم المناخ، والجيومورفولوجيا، والإحصاء، لفك رموز الآليات المعقدة التي تحكم هذا النظام الهيدرولوجي وتقييم تكيفه مع التغيرات العالمية. كانت الأهداف الرئيسية هي تحديد التباين المكاني والزمني للهطول المطري والتدفقات، ودراسة الأحداث الهيدرولوجية الاستثنائية، وتحليل العلاقات بين الهطول المطري، وتدفقات المياه، ونقل الرواسب، وتطوير نماذج إحصائية للأحداث المتطرفة.

نتائج هذا البحث ذات أهمية كبيرة. كشف تحليل البيانات الهيدرومترية والمطرية التاريخية (1970-2010) عن تباين ملحوظ، مع انخفاض كبير في هطول الأمطار السنوي (-15% خلال فترة الدراسة) وبشكل متناقض، زيادة في تواتر الأحداث المتطرفة (+23% للظواهر التي تتجاوز 30 ملم/يوم). أبرزت دراسة العلاقات بين التدفقات السائلة، والهطول المطري اليومي، وتركيز الجسيمات أثناء الفيضانات الكبرى ظواهر تباطؤ معقدة، مما يؤكد الديناميكيات غير الخطية للنظام والأهمية الحاسمة لظروف رطوبة التربة السابقة. هذه الاكتشافات ضرورية لفهم الاستجابة الهيدرولوجية للحوض. وقد سمحت النماذج الإحصائية المطورة، بما في ذلك استخدام قوانين الاحتمالات GEV ومؤشرات الجفاف SPI، بالتنبؤ بشكل أفضل بحدوث هذه الأحداث وتقييم شدتها. على الرغم من تنفيذ إجراءات الحفظ، مثل سد التحكم في الفيضانات الذي بدأ تشغيله في عام 2010 بالقرب من طابية ومناطق الانتشار المطورة، إلا أن فعاليتها لا تزال محدودة في مواجهة حجم الأحداث المتطرفة الأخيرة، كما يتضح من فيضانات 1986 و1994 و2000. تساهم هذه الأطروحة في فهم أعمق للعمليات الهيدرولوجية في المناطق شبه القاحلة وتقدم معلومات قيمة لإدارة مخاطر المياه بشكل أمثل والتكيف الفعال مع تغير المناخ في حوض وادي مكرة والمناطق المتوسطة شبه القاحلة المماثلة، مؤكدة على ضرورة اتباع نهج شمولي يدمج مخاطر الفيضانات والجفاف..

**الكلمات المفتاحية:** الهيدرولوجيا، الأحداث المتطرفة، الفيضانات، الجفاف، حوض التصريف، وادي مكرة، الجزائر، المناخ

شبه القاحل، التقلبات الهيدرولوغيا، إدارة المخاطر

## **ABSTRACT:**

This thesis analyzes water and sediment dynamics in the Mekerra watershed, northwestern Algeria, a region highly vulnerable to extreme flood and drought events. The study employs a multidisciplinary approach, integrating hydrology, climatology, geomorphology, and statistics, to decipher the complex mechanisms governing this hydrological system and assess its adaptation to global changes. Key objectives included characterizing the spatiotemporal variability of precipitation and flows, investigating exceptional hydrological events, analyzing the relationships between precipitation, water flows, and sediment transport, and developing statistical models for extreme events.

Significant findings emerged from this research. Analysis of historical hydro-pluviometric data (1970-2010) revealed a marked variation, showing a notable decrease in annual precipitation (-15% over the study period) and, paradoxically, an increase in the frequency of extreme events (+23% for phenomena exceeding 30 mm/day). The investigation into the relationships among liquid flows, daily precipitation, and particle concentration during major floods highlighted complex hysteresis phenomena, underscoring the system's non-linear dynamics and the critical importance of antecedent soil moisture conditions. These discoveries are crucial for understanding the basin's hydrological response. The statistical models developed, including the use of GEV probability laws and SPI drought indices, allowed for better prediction of these events and assessment of their intensity. Although conservation measures, such as a flood control dam operational since 2010 near Tabia and developed spreading zones, have been implemented, their effectiveness remains limited against the scale of recent extreme events, as evidenced by the floods of 1986, 1994, and 2000. This thesis contributes to a deeper understanding of hydrological processes in semi-arid regions and provides valuable insights for optimized water risk management and effective climate change adaptation in the wadi Mekerra watershed and similar Mediterranean semi-arid areas, emphasizing the necessity of a holistic approach that integrates both flood and drought risks.

**Keywords:** Hydrology, Extreme events, Floods, Drought, Watershed, Wadi Mekerra, Algeria, Semi-arid climate, Hydro-climatic variability, Risk management

## RÉSUMÉ

Cette thèse analyse la dynamique hydrologique et sédimentaire du bassin versant de l'Oued Mekerra, Algérie, une région vulnérable aux inondations et sécheresses extrêmes. L'étude adopte une approche multidisciplinaire (hydrologie, climatologie, géomorphologie, statistique) pour décrypter les mécanismes régissant ce système et évaluer son adaptation aux changements globaux. Les objectifs incluaient la caractérisation de la variabilité spatio-temporelle des précipitations et des écoulements, l'étude des événements hydrologiques exceptionnels, l'analyse des relations pluie-débit-sédiments, et le développement de modèles statistiques pour les événements extrêmes.

Les résultats sont significatifs. L'analyse des données historiques (1970-2010) a révélé une baisse notable des précipitations annuelles (-15%) et une augmentation de la fréquence des événements extrêmes (+23% pour les phénomènes dépassant 30 mm/jour). L'étude des relations entre écoulements liquides, précipitations journalières et concentration en particules lors des inondations majeures a mis en évidence des phénomènes d'hystérésis complexes, soulignant la dynamique non linéaire du système et l'importance des conditions initiales d'humidité du sol. Ces découvertes sont essentielles pour comprendre la réponse hydrologique du bassin. Les modèles statistiques développés, notamment l'utilisation des distributions de probabilité GEV et des indices de sécheresse SPI, ont permis de mieux prévoir la survenue et l'intensité de ces événements. Bien que des actions de préservation, comme un barrage écrêteur (depuis 2010) et des zones d'épandage, aient été mises en place, leur efficacité reste limitée face à l'ampleur des événements extrêmes récents (ex: inondations de 1986, 1994, 2000). Cette thèse contribue à une meilleure compréhension des processus hydrologiques en zones semi-arides et fournit des informations précieuses pour une gestion optimisée des risques hydriques et une adaptation efficace au changement climatique dans le bassin de l'Oued Mekerra et les régions méditerranéennes similaires, insistant sur la nécessité d'une approche holistique intégrant les risques d'inondation et de sécheresse.

**Mots-clés :** Hydrologie, Événements extrêmes, Inondations, Sécheresse, Bassin versant, Oued Mekerra, Algérie, Climat semi-aride, Variabilité hydro-climatique, Gestion des risques.

## Listes des abréviations :

ABH : Agence du Bassin Hydrographique

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

CAPE : Énergie Potentielle de Convection Disponible

CDD : Jours Consécutifs Secs (Consecutive Dry Days)

CIN : Énergie d'Inhibition Convective

CWD : Jours Consécutifs Pluvieux (Consecutive Wet Days)

DPC : Direction de la protection civile

ETCCDI : Expert Team on Climate Change Detection and Indices

ETCCDMI : Expert Team Climate Detection Monitoring and Indices

GEV : Loi Généralisée des Valeurs Extrêmes (Generalized Extreme Value)

IDC : Convection Profonde Isolée (Isolated Deep Convection)

IDW : Pondération par l'Inverse de la Distance (Inverse Distance Weighting)

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

MCS : Systèmes Convectifs de Mésos-échelle

MES : Matières En Suspension

MNT : Modèle Numérique de Terrain

OMM : Organisation Météorologique Mondiale

PRCPTOT : Précipitations Annuelles Totales durant les Jours Pluvieux

QGIS : Système d'Information Géographique Quantum

R10 : Nombre de Jours de Fortes Précipitations (>10mm)

R20 : Nombre de Jours de Très Fortes Précipitations (>20mm)

R25 : Nombre de Jours d'Extrêmes Précipitations (>25mm)

R95 : Jours Très Humides (95ème percentile)

R99 : Jours Extrêmement Humides (99ème percentile)

Rx1Day : Maximum des Précipitations Annuelles de 1 Jour

Rx5Day : Maximum des Précipitations Annuelles de 5 Jours Successifs

SPI : Indice Standardisé de Précipitation (Standardized Precipitation Index)

STARDEX : Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European Regions

WCRP : Programme Mondial de Recherche sur le Climat (World Climate Research Program)

WMO : Organisation Météorologique Mondiale (World Meteorological Organization)

XLSTAT : Logiciel d'Analyse Statistique pour Excel

## Liste des figures :

Figure 2.1 : La position géographique des stations pluviométrique et hydrométrique de la zone d'étude.....	16
Figure 2.2: Carte d'occupation des sols du bassin versant de l'oued Mekerra.....	18
Figure 2.3 : répartition spatiale des entités géologique du bassin versant d'Oued Mekerra....	19
Figure 4.1 : Répartition spatial des précipitations annuelle (Moyenne, maximale et minimale) dans le bassin versant de Mekerra .....	40
Figure 4.2 : Répartition spatial des précipitations mensuelles moyenne dans le bassin versant de Mekerra .....	42
Figure 4.3: Découpage du bassin d'Oued Mekerra en zones réceptrices de pluie par la méthode des polygones de THIESSEN.....	43
Figure 4.4: Evolution de la pluie moyenne spatiale annuelle dans les trois parties, haute, moyenne et basse Mekerra (septembre 1973 à août 2005) .....	46
Figure 4.5 : Courbes simples cumuls des séries temporelles : pluie interannuelle, lame d'eau écoulée, coefficient de ruissellement et Qj max (débit journalier maximal annuel) dans la haute Mekerra.....	48
Figure 4.6 : Courbes simples cumuls des séries temporelles : pluie interannuelle, lame d'eau écoulée, coefficient de ruissellement et Qj max (débit journalier maximal annuel) dans la moyenne Mekerra.....	48
Figure 4.7 : Courbes simples cumuls des séries temporelles : pluie interannuelle, lame d'eau écoulée, coefficient de ruissellement et Qj max dans la basse Mekerra .....	49
Figure 4.8 : Tau de Kendall correspondant aux Pann, Pj max et contribution des précipitations journalière maximale annuelle dans l'apport annuel par station .....	52
Figure 4.9 : Évolution du tau de Kendall appliqué aux Pmens, Pj max et la contribution pour les mois de Janvier à Juin.....	56
Figure 4.10 : Évolution du tau de Kendall appliqué aux Pmens, Pj max et la contribution pour les mois de Juillet à Décembre .....	57
Figure 4.11 : Évolution du tau de Kendall de Qm, Qj max et la contribution annuelle .....	59
Figure 4.12 : Evolution du tau de Kendall des débits moyenne mensuelle.....	60
Figure 4.13 : résultats du tau de Kendall de la contribution des débits maximale mensuelle ..	61
Figure 5.1 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI3 .....	64
Figure 5.2 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI6.....	65
Figure 5.3 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI9.....	66

Figure 5.4 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI12 .....	67
Figure 5.5 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI3 et dans un intervalle de temps de 04 ans .....	85
Figure 5.6 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI9 et dans un intervalle de temps de 04 ans .....	85
Figure 5.7 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI12 et dans un intervalle de temps de 04 ans.....	86
Figure 5.8 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI24 et dans un intervalle de temps de 04 ans.....	86
Figure 5.9 : Résultats d’analyse des deux indices CWD et CDD dans la station de Ras El Ma : A le nombre des jours consécutifs pluvieux ; B le nombre des jours consécutif sec ; C la somme de la pluie durant les jours consécutifs pluvieux ; D la méthode de double masse entre le cumul de CWD et la somme de pluie durant ces jours ; E la méthode de simple cumule entre les années et le cumule de CDD.....	90
Figure 5.10 : Résultats d’analyse des deux indices CWD et CDD dans la station de Sidi Ali Benyoub : A le nombre des jours consécutifs pluvieux ; B le nombre des jours consécutif sec ; C la somme de la pluie durant les jours consécutifs pluvieux ; D la méthode de double masse entre le cumul de CWD et la somme de pluie durant ces jours ; E la méthode de simple cumule entre les années et le cumule de CDD .....	92
Figure 5.11 : Résultats d’analyse des deux indices CWD et CDD dans la station de SBA : A le nombre des jours consécutifs pluvieux ; B le nombre des jours consécutif sec ; C la somme de la pluie durant les jours consécutifs pluvieux ; D la méthode de double masse entre le cumul de CWD et la somme de pluie durant ces jours ; E la méthode de simple cumule entre les années et le cumule de CDD.....	94
Figure 5.12 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice PRCPTOT et NB PRCPTOT à la station de Ras El Ma .....	95
Figure 5.13 : Courbe de double masse entre le cumule de PRCPTOT et le cumule de NB PRCPTOT à la station de Ras El Ma .....	96
Figure 5.14 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice PRCPTOT et NB PRCPTOT à la station de Sid Ali Benyoub.....	97
.....	98
Figure 5.15 : Courbe de simple cumule des deux indices PRCPTOT et NB PRCPTOT à la station de Sidi Ali Benyoub.....	98

Figure 5.16 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice PRCPTOT et NB PRCPTOT à la station de SBA.....	99
Figure 5.17 : Courbe de double masse entre le cumul de PRCPTOT et le cumul de NB PRCPTOT à la station de SBA.....	100
Figure 5.18 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice Rx1Day et Rx5Day à la station de Ras El Ma.....	101
Figure 5.19 : Courbe de simple cumule entre le cumule de Rx1Day et les années, le cumule de Rx5Day et les années à la station de Ras El Ma .....	102
Figure 5.20: Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice Rx1Day et Rx5Day à la station de Sidi Ali Benyoub.....	103
Figure 5.21 : Courbe de simple cumule entre le cumule de Rx1Day et les années, le cumule de Rx5Day et les années à la station de Sidi Ali Benyoub.....	104
Figure 5.22 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice Rx1Day et Rx5Day à la station de SBA .....	104
Figure 5.23 : Courbe de simple cumule entre le cumule de Rx1Day et les années, le cumule de Rx5Day et les années à la station de SBA.....	105
Figure 5.24 : Variation annuelle et tendance des valeurs des trois indices R10 où PRCP>10mm, R20 où PRCP>20mm et R25 où PRCP>25mm à la station de Ras El Ma.....	106
Figure 5.25 : Courbe de simple cumule entre le cumule de R10, PRCP R10 et les années - le cumule de R20, PRCP R20 et les années - R25, PRCP R25 et les années à la station de Ras El Ma .....	107
Figure 5.26 : Variation annuelle et tendance des valeurs des trois indices R10 où PRCP>10mm, R20 où PRCP>20mm et R25 où PRCP>25mm à la station de Sidi Ali Benyoub.....	108
Figure 5.27 : Courbe de simple cumule entre le cumule de R10, PRCP R10 et les années - le cumule de R20, PRCP R20 et les années - R25, PRCP R25 et les années à la station de Sidi Ali Benyoub.....	109
Figure 5.28 : Variation annuelle et tendance des valeurs des trois indices R10 où PRCP>10mm, R20 où PRCP>20mm et R25 où PRCP>25mm à la station de SBA .....	110
Figure 5.29 : Courbe de simple cumule entre le cumule de R10, PRCP R10 et les années - le cumule de R20, PRCP R20 et les années - R25, PRCP R25 et les années à la station de SBA .....	111
Figure 5.30 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R95 PRCP et R95 NB à la station de Ras El Ma.....	112

Figure 5.31 : Courbe de double masse entre le cumul de R95 NB et le cumul de R95 PRCP à la station de Ras El Ma.....	113
Figure 5.32 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R95 PRCP et R95 NB à la station de Sidi Ali Benyoub .....	114
Figure 5.33 : Courbe de double masse entre le cumul de R95 NB et le cumul de R95 PRCP à la station de Sidi Ali Benyoub.....	115
Figure 5.34 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R95 PRCP et R95 NB à la station de SBA .....	115
Figure 5.35 : Courbe de double masse entre le cumul de R95 NB et le cumul de R95 PRCP à la station de SBA.....	116
Figure 5.36 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R99 PRCP et R99 NB à la station de Ras El Ma.....	117
Figure 5.37 : Courbe de double masse entre le cumul de R99 NB et le cumul de R99 PRCP à la station de Ras El Ma.....	118
Figure 5.38 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R99 PRCP et R99 NB à la station de Sidi Ali Benyoub .....	118
Figure 5.39 : Courbe de double masse entre le cumul de R99 NB et le cumul de R99 PRCP à la station de Sidi Ali Benyoub.....	119
Figure 5.40 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R99 PRCP et R99 NB à la station de SBA .....	120
Figure 5.41 : Courbe de double masse entre le cumul de R99 NB et le cumul de R99 PRCP à la station de SBA.....	120
Figure 6.1 : relation entre les pluies journalière et les débits liquide durant l'inondation de 04/10/1986 .....	130
Figure 6.2 : relation entre les pluies journalière et les débits liquide durant l'inondation de 14/03/1991 .....	131
Figure 6.3 : relation entre les pluies journalière et les débits liquide durant l'inondation de 27/09/1997 .....	132
Figure 6.4 : relation entre les pluies journalière et les débits liquide durant l'inondation de 23/10/2000 .....	133
Figure 6.5 : relation entre les pluies journalière et les débits liquide durant l'inondation de 24/08/2002 .....	134
Figure 6.6 : variation temporelle du débit liquide et de la concentration des sédiments au cours de l'inondation de 14/03/1991.....	136

Figure 6.7 : variation temporelle du débit liquide et de la concentration des sédiments au cours d'inondation du 23/10/2000 .....	138
Figure 6.8 : variation temporelle du débit liquide et de la concentration des sédiments au cours d'inondation du 24/08/2002 .....	140

## Liste de tableaux :

Tableau 2.1 : les stations pluviométriques (Pmens) (D.mer : Eloignement par apport à la mer ;Moy : Moyenne ; CV : Coefficient de variation ; CS : Coefficient d'asymétrie ; DM : Données manquantes).....	23
Tableau 3.01 : Les différents séquences de l'indice SPI.....	29
Tableau 3.04 : Répartition des intervalles de temps pour le calcul des séquences du SPI.....	29
Tableau 3.02 : les différentes classes de la relation C-Q (Williams, 1989a).....	33
Tableau 4.1 : Superficies des polygones dans les trois parties du bassin versant de la Mekerra .....	44
Tableau 5.1 : nombre des mois touché par une séquence extrême sèche sur un intervalle de 04 années pour le SPI3 .....	68
Tableau 5.2 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI3 .....	69
Tableau 5.3 : nombre des mois touché par une séquence extrême sèche sur un intervalle de 04 années pour le SPI6 .....	70
Tableau 5.4 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI6.....	71
Tableau 5.5 : nombre des mois touché par une séquence extrême sèche sur un intervalle de 04 années pour le SPI9 .....	72
Tableau 5.6 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI9.....	73
Tableau 5.7 : nombre des mois touché par une séquence extrême sèche sur un intervalle de 04 années pour le SPI12 .....	74
Tableau 5.8 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI12.....	75
Tableau 5.9 : nombre des mois touché par une séquence extrême humide sur un intervalle de 04 années pour le SPI3.....	77
Tableau 5.10 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI3 .....	78
Tableau 5.11 : nombre des mois touché par une séquence extrême humide sur un intervalle de 04 années pour le SPI6.....	79
Tableau 5.12 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI6.....	80
Tableau 5.13 : nombre des mois touché par une séquence extrême humide sur un intervalle de 04 années pour le SPI9.....	81
Tableau 5.14 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI9 .....	82
Tableau 5.15 : nombre des mois touché par une séquence extrême humide sur un intervalle de 04 années pour le SPI12.....	83
Tableau 5.16 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI12 .....	84

Tableau 6.01 : Statistique de KOLMOGOROV calculée pour les ajustements des précipitations annuelles .....	124
Tableau 6.02 : Comparaison entre les périodes de retour modélisé par la loi GEV et les maximums issus des séries pluviométriques observées.....	126
Tableau 6.03 : Statistique de KOLMOGOROV calculée pour les ajustements des écoulements .....	127
Tableau 6.04 : Comparaison entre les périodes de retour et les maximums instantanés de nos séries d'écoulement .....	129

# Table des matières :

RÉSUMÉ.....	III
ABSTRACT: .....	III
ملخص .....	II
LISTES DES ABREVIATIONS : .....	II
LISTE DES FIGURES : .....	IV
LISTE DE TABLEAUX : .....	IX
TABLE DES MATIERES : .....	I
INTRODUCTION : .....	1
<b>1. CHAPITRE 01 : MECANISMES DE PRECIPITATION ET LEUR IMPACT SUR LES EVENEMENTS</b>	
<b>HYDROLOGIQUES EXTREMES .....</b>	<b>5</b>
1.1. LES PRECIPITATIONS.....	5
1.2. ROLE DU RUISSELLEMENT ET IMPACT DES ÉVENEMENTS EXTREMES SUR LES INONDATIONS.....	6
1.2.1. <i>Mécanismes de Formation du Ruissellement de Surface</i> .....	6
1.2.1.1. Ruissellement par Dépassement de la Capacité d'Infiltration .....	6
1.2.1.2. Ruissellement de Surfaces Saturées .....	7
1.2.1.3. Ruissellement de Surfaces Imperméables .....	7
1.2.2. <i>Les Différents Types de Ruissellement</i> .....	7
1.2.2.1. Les Ruissellements Pelliculaires .....	8
1.2.2.2. Les Ruissellements Concentrés .....	8
1.2.2.3. Le Ruissellement en Nappe .....	8
1.3. ÉVENEMENTS EXTREMES CONSEQUENCES DES ÉVENEMENTS EXTREMES.....	9
1.3.1. <i>Les crues</i> .....	9
1.3.1.1. Caractéristiques d'hydrogramme de crue.....	9
1.3.1.2. Typologie des crues .....	10
1.4. IMPACT SUR LES INONDATIONS.....	11
1.5. LA SECHERESSE .....	12
1.5.1. <i>Types de sécheresse</i> .....	12
1.5.1.1. Sécheresse météorologique .....	12
1.5.1.2. Sécheresse hydrologique .....	12
1.5.1.3. Sécheresse agricole .....	13
1.5.1.4. Sécheresse socio-économique .....	13
1.5.2. <i>Causes de la sécheresse</i> .....	13
1.5.3. <i>Effets de la sécheresse</i> .....	13
1.6. HISTORIQUE DES EVENEMENTS EXTREMES DE SECHERESSE ET DES INONDATIONS .....	14

1.6.1.	<i>La sécheresse</i> .....	14
<b>2.</b>	<b>CHAPITRE 02 : ZONE D'ETUDE ET DONNEES DE MESURES</b> .....	<b>16</b>
2.1.	CONTEXTE TOPOGRAPHIQUE .....	16
2.2.	OCCUPATION DU SOL.....	17
2.3.	CONTEXTE GEOLOGIQUE.....	18
2.4.	CONTEXTE HYDROLOGIQUE .....	19
2.5.	HISTORIQUE DES INONDATIONS DU VERSANT BASSIN D'OUED MEKERRA .....	20
2.6.	AMENAGEMENTS DE PROTECTION CONTRE LES INONDATIONS.....	21
2.7.	DONNEES UTILISEES.....	22
2.7.1.	<i>Données pluviométriques</i> .....	22
2.7.2.	<i>Données hydrométriques</i> .....	23
<b>3.</b>	<b>CHAPITRE 03 : METHODOLOGIE</b> .....	<b>25</b>
3.1.	ANALYSE DES DONNEES HYDRO PLUVIOMETRIQUE : .....	25
3.1.1.1.	Test de rupture .....	25
3.1.1.2.	Test de Kendall.....	27
3.1.1.3.	Occurrence et magnitude des séquences sèches et humides .....	28
3.1.2.	<i>Importance du suivi des événements extrêmes de précipitations à l'aide d'indices climatiques</i> ..	30
3.1.3.	<i>Relation entre les matières en suspension, débits liquide et solides</i> :.....	31
3.1.4.	<i>Les lois de probabilités</i> .....	33
3.1.4.1.	Loi généralisée des valeurs extrêmes : .....	34
3.1.4.2.	La loi Gamma : .....	37
3.1.5.	<i>Outils d'analyse statistique et géospatiale pour l'étude des régimes hydroclimatiques</i> .....	38
<b>4.</b>	<b>CHAPITRE 04 : VARIABILITE DES PRECIPITATIONS ET DES ECOULEMENTS</b> .....	<b>39</b>
4.1.	CARTOGRAPHIE DES PRECIPITATIONS.....	39
4.1.1.	<i>Pluies Annuelle</i> .....	40
4.1.2.	<i>Pluies mensuelles</i> .....	40
4.2.	REPARTITION SPATIALE DES PLUIES DE BASSIN.....	42
4.3.	STATIONNARITE DES SERIES DE PRECIPITATION ET D'ÉCOULEMENT : .....	46
4.4.	FLUCTUATION ET TENDANCE DES PRECIPITATIONS.....	50
4.4.1.	<i>Tendance annuelle</i> .....	51
4.4.2.	<i>Tendance Mensuelle</i> .....	52
4.4.3.	<i>Évolution spatio-temporelle des écoulements dans le bassin de la Mekerra</i> :.....	58
4.4.3.1.	<b>Evolution Annuelle</b> .....	58
4.4.3.2.	<b>Dynamique saisonnière et tendances des débits mensuels et extrêmes</b> .....	59
4.4.4.	<i>Discussions</i> : .....	61

<b>5. CHAPITRE 05 : EVOLUTION DES EVENEMENTS EXTREMES D'INONDATION ET DE LA SECHERESSE DANS LE BASSIN VERSANT D'OUED MEKERRA .....</b>	<b>63</b>
5.1. SUIVIE DE LA SECHERESSE : .....	63
5.1.1. <i>Suivie par stations</i> : .....	63
5.1.1.1. Séquence extrême sèche : .....	67
5.1.1.2. Séquence extrême humide : .....	76
5.1.2. <i>Suivie globale à l'échelle de bassin versant</i> : .....	84
5.1.3. <i>Synthèse</i> : .....	87
5.2. SUIVI DES INDICES DE LA PLUIE EXTREMES : .....	88
5.2.1. <i>Les jours consécutifs sec (CDD) et les jours consécutifs pluvieux (CWD)</i> : .....	89
5.2.2. <i>Précipitations annuelles totales durant les jours pluvieux (PRCPTOT)</i> : .....	94
5.2.3. <i>Maximum des précipitations annuelles de 1 jour (Rx1Day) et 05 jours successifs (Rx5Day)</i> : .....	101
5.2.4. <i>Nombre de jours de fortes précipitations (R10), Nombre de jours de très fortes précipitations (R20) et Nombre de jours d'extrêmes précipitations (R25)</i> : .....	105
5.2.5. <i>Jours très humides R95 PRCP et R95 NB</i> : .....	112
5.2.6. <i>jours extrêmement humides R99 PRCP et R99 NB</i> : .....	116
5.2.7. <i>Synthèse</i> : .....	121
<b>6. CHAPITRE 06 : PERIODICITE DES PLUIES ET DES DEBITS EXTREMES A L'ECHELLE DES INONDATIONS : .</b>	<b>123</b>
6.1. LES AJUSTEMENTS DES EVENEMENTS EXTREMES AUX DIFFERENTES LOIS DE PROBABILITES .....	123
6.1.1. <i>Précipitation Annuelle</i> .....	123
6.1.2. <i>Ecoulement</i> .....	126
6.2. ANALYSE DES CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES ET FACTEURS DE CONCENTRATION DES ECOULEMENTS A L'ECHELLE DES INONDATIONS : .....	129
6.2.1. <i>Inondation du 04/10/1986</i> : .....	129
6.2.2. <i>Inondation du 14/03/1991</i> : .....	130
6.2.3. <i>Inondation du 27/09/1997</i> .....	131
6.2.4. <i>A l'échelle d'inondation du 23/10/2000</i> .....	132
6.2.5. <i>Inondation du 24/08/2002</i> .....	133
6.3. ANALYSE DE LA REPOSE SEDIMENTAIRE DU BASSIN VERSANT LORS DES EVENEMENTS EXCEPTIONNELS .....	135
6.3.1. <i>Inondation du 14/03/1991</i> : .....	135
6.3.2. <i>A l'échelle d'inondation du 23/10/2000</i> .....	137
6.3.1. <i>Inondation du 24/08/2002</i> .....	138
6.4. <i>SYNTHESE</i> .....	140
<b>CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS .....</b>	<b>144</b>
<b>REFERENCE BIBLIOGRAPHIQUE : .....</b>	<b>148</b>



## **Introduction :**

L'intensification des phénomènes climatiques extrêmes est un enjeu mondial, l'étude des dynamiques hydrologiques revêt une importance capitale, particulièrement dans les régions semi-arides où la vulnérabilité aux aléas hydroclimatiques est exacerbée par les changements climatiques. Le bassin versant de l'Oued Mekerra, situé dans le nord-ouest de l'Algérie, constitue un laboratoire naturel exemplaire pour l'analyse de ces phénomènes, oscillant entre des épisodes d'inondations dévastatrices et des périodes de sécheresse prolongée. Cette dualité paradoxale, caractéristique des environnements méditerranéens semi-arides, soulève des défis considérables tant pour la compréhension scientifique que pour la protection des populations et la gestion durable des ressources en eau.

Les changements climatiques observés à l'échelle planétaire amplifient ces contrastes hydrologiques, avec des précipitations qui tendent à se concentrer en événements plus intenses et plus courts, entrecoupés de périodes sèches plus longues. Cette évolution, documentée par de nombreuses études récentes (Brunner, 2023; Z. Yang et al., 2024)), modifie profondément les régimes hydrologiques et sédimentaires des cours d'eau, particulièrement dans les régions sensibles comme le bassin méditerranéen. L'Algérie, et plus spécifiquement sa région nord-ouest, n'échappe pas à cette tendance, comme en témoignent les événements catastrophiques qui ont frappé le bassin de l'Oued Mekerra ces dernières décennies.

La présente thèse s'inscrit dans cette problématique cruciale, en proposant une analyse approfondie des dynamiques hydrologiques et sédimentaires du bassin versant de l'Oued Mekerra, avec un accent particulier sur les événements extrêmes d'inondation et de sécheresse. À travers une approche multidisciplinaire combinant hydrologie, climatologie, géomorphologie et statistique, cette recherche vise à décrypter les mécanismes complexes qui régissent le fonctionnement de ce système hydrologique, et leur évolution dans un contexte de changement global.

Le bassin versant de l'Oued Mekerra couvre une superficie d'environ 3000 km<sup>2</sup>. Il s'étend des montagnes de Ras El Ma jusqu'aux plaines de Sidi Bel Abbés. Il présente une diversité remarquable de paysages et d'écosystèmes. Cette hétérogénéité spatiale, associée à un climat méditerranéen semi-aride caractérisé par une forte variabilité interannuelle des précipitations, génère des réponses hydrologiques complexes et souvent imprévisibles. Les inondations catastrophiques qui ont frappé la région, notamment en octobre 1986, septembre 1994 et

octobre 2000, illustrent la vulnérabilité de ce territoire face aux événements hydrologiques extrêmes, avec des conséquences dramatiques pour les populations et les infrastructures.

Par ailleurs, les périodes de sécheresse prolongée affectent régulièrement cette région, compromettant la disponibilité des ressources en eau et fragilisant les écosystèmes. Cette alternance entre excès et pénurie d'eau constitue un défi majeur pour la gestion durable des ressources hydriques et la planification territoriale, nécessitant une compréhension approfondie des processus hydrologiques à différentes échelles spatiales et temporelles.

Dans ce contexte, notre recherche s'articule autour de plusieurs objectifs complémentaires :

1. Caractériser la variabilité spatio-temporelle des précipitations et des écoulements dans le bassin versant de l'Oued Mekerra, en identifiant les tendances à long terme et les ruptures de stationnarité.
2. Analyser les événements hydrologiques extrêmes (inondations et sécheresses) qui ont affecté la région, en évaluant leur fréquence, leur intensité et leur distribution spatiale.
3. Étudier les relations complexes entre les précipitations, les débits liquides et le transport sédimentaire lors des événements d'inondation, notamment à travers l'analyse des phénomènes d'hystérésis.
4. Modéliser statistiquement les événements extrêmes à travers différentes lois de probabilité, afin de déterminer leurs périodes de retour et d'évaluer les risques associés.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons adopté une méthodologie rigoureuse combinant l'analyse de données historiques, l'application de méthodes statistiques avancées et l'étude détaillée d'événements spécifiques. Notre approche intègre différentes échelles temporelles (journalière, mensuelle, annuelle) et spatiales (stations individuelles, sous-bassins, bassin entier), permettant une vision holistique des processus hydrologiques étudiés.

La structure de cette thèse s'organise autour de six chapitres complémentaires :

Le premier chapitre présente une synthèse bibliographique actualisée des connaissances fondamentales en hydrologie, en mettant l'accent sur les précipitations, le ruissellement et les événements extrêmes. Cette revue de littérature établit le cadre conceptuel de notre recherche et situe notre contribution dans le contexte scientifique international.

Cette recherche s'inscrit dans une perspective à la fois fondamentale et appliquée. Sur le plan fondamental, elle contribue à l'avancement des connaissances sur les processus hydrologiques en milieu semi-aride et sur les mécanismes de génération des événements extrêmes. Sur le plan appliqué, elle fournit des informations précieuses pour améliorer la gestion des risques hydrologiques, la planification territoriale et l'adaptation au changement climatique dans le bassin versant de l'Oued Mekerra et, plus largement, dans les régions méditerranéennes semi-arides.

Dans un contexte de changement global où les événements hydrologiques extrêmes tendent à s'intensifier, cette recherche revêt une importance particulière pour les décideurs et les gestionnaires du territoire. En fournissant une compréhension approfondie des dynamiques hydrologiques régionales et des risques associés, elle contribue à l'élaboration de stratégies de gestion plus résilientes et adaptées aux défis du XXI<sup>e</sup> siècle.

À travers cette étude du bassin versant de l'Oued Mekerra, nous espérons également contribuer au développement d'approches méthodologiques transposables à d'autres régions semi-arides confrontées à des défis similaires, participant ainsi à l'effort global de recherche sur les impacts hydrologiques du changement climatique et les stratégies d'adaptation associées

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation détaillée de la zone d'étude et des données utilisées. Il décrit les caractéristiques topographiques, géologiques et hydrologiques du bassin versant de l'Oued Mekerra, ainsi que l'historique des inondations qui ont affecté cette région. Ce chapitre présente également les données pluviométriques et hydrométriques mobilisées pour notre analyse.

Le troisième chapitre expose les méthodes et outils employés dans cette recherche, notamment les techniques d'analyse des données hydro-pluviométriques, les indicateurs des événements extrêmes, et les lois de probabilité utilisées pour la modélisation statistique.

Le quatrième chapitre analyse la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin versant, en examinant leur répartition spatiale, leur stationnarité, et leurs fluctuations à différentes échelles temporelles. Cette analyse constitue le socle de notre compréhension des dynamiques hydrologiques régionales.

Le cinquième chapitre se focalise sur l'évolution des événements extrêmes d'inondation et de sécheresse dans le bassin versant. Il présente un suivi détaillé de la sécheresse par station et à l'échelle du bassin, ainsi qu'une analyse des indices de précipitations extrêmes, permettant d'évaluer l'évolution de ces phénomènes dans le temps et l'espace.

Le sixième chapitre étudie la périodicité des pluies et des débits extrêmes à l'échelle des inondations, en analysant les ajustements aux différentes lois de probabilité et en examinant les relations entre le débit liquide, les pluies journalières et la concentration des sédiments lors des événements majeurs d'inondation.

# 1. Chapitre 01 : Mécanismes de précipitation et leur impact sur les événements hydrologiques extrêmes

## 1.1. Les précipitations

La formation des précipitations constitue un processus complexe au cœur du cycle hydrologique, influencé par des interactions multiples entre l'atmosphère, la surface terrestre et le climat. Bien plus que de simples condensations visibles, les nuages jouent un rôle déterminant dans la régulation du bilan énergétique terrestre et dans la redistribution spatio-temporelle des précipitations (Quante, 2004). Leur genèse résulte de l'ascension d'air humide qui, en se refroidissant, atteint le point de saturation, favorisant la condensation de la vapeur d'eau autour de noyaux de condensation (H. Yang et al., 2024). Pour que des précipitations se produisent, ces gouttelettes ou cristaux doivent croître jusqu'à dépasser la vitesse ascendante de l'air, leur permettant d'atteindre le sol.

Les travaux récents (Prein et al., 2015) ont mis en lumière l'impact considérable du réchauffement climatique sur ce processus. L'élévation des températures atmosphériques accroît la capacité de l'air à contenir la vapeur d'eau, selon la relation de Clausius-Clapeyron (environ +7 % d'humidité potentielle par degré Celsius), ce qui modifie profondément l'intensité et la distribution des précipitations à l'échelle mondiale.

En hydrologie, on distingue différentes catégories de précipitations selon leur contribution au cycle de l'eau :

- La pluie nette, qui atteint le sol après interception par la végétation (Li et al., 2024),
- La pluie utile, qui alimente les réserves en eau du sol, essentielle pour l'agriculture (Brunner, 2023),
- La pluie efficace, qui génère les écoulements de surface ou souterrains et influence la dynamique hydrologique des bassins versants (Anghel, 2024).

Les précipitations se déclinent également selon leur mécanisme de formation, chacune associée à des dynamiques spécifiques et à un risque différencié en termes d'événements extrêmes.

- Les précipitations convectives résultent de l'ascension rapide de masses d'air instables, produisant des averses brèves mais intenses, souvent localisées. Dans un climat plus chaud, l'augmentation de l'énergie potentielle de convection (CAPE) renforce leur intensité et leur fréquence (Yang et al., 2024).

- Les précipitations orographiques, induites par l'élévation de l'air humide le long de pentes montagneuses, présentent une forte variabilité spatiale modulée par la topographie et la concentration en aérosols (Houze, 2012 ; Soro et al., 2014).
- Les précipitations frontales (ou cycloniques) apparaissent aux interfaces entre masses d'air contrastées. Elles sont souvent durables et étendues spatialement, mais leur prévisibilité est rendue difficile par la complexité des interactions entre fronts, ondes de gravité et circulation atmosphérique (Chen et al., 2007 ; Catto & Pfahl, 2013).

## **1.2. Rôle du Ruissellement et Impact des Événements Extrêmes sur les Inondations**

Le partage des précipitations à la surface du sol constitue un mécanisme essentiel dans le cycle hydrologique. Les précipitations qui atteignent le sol se répartissent entre plusieurs processus, dont l'interception par la végétation, l'infiltration, l'évaporation directe et le ruissellement de surface (Li et al., 2024). Comme l'indiquent (H. Yang et al., 2024), deux processus principaux expliquent l'apparition du ruissellement :

- Le refus d'infiltration d'un sol non saturé "excess infiltration overland flow ", aussi appelé ruissellement hortonien, se produit lorsque l'intensité des précipitations excède la capacité d'infiltration du sol.
- Le refus d'infiltration d'un sol saturé "saturation overland flow", qui se manifeste lorsque le sol est saturé en eau et ne peut plus absorber de précipitations supplémentaires.

### **1.2.1. Mécanismes de Formation du Ruissellement de Surface**

Trois mécanismes principaux sont responsables de la formation du ruissellement de surface, chacun étant lié à des conditions environnementales spécifiques.

#### **1.2.1.1. Ruissellement par Dépassement de la Capacité d'Infiltration**

Développé initialement par Horton dans les années 1930, ce mécanisme a été enrichi par les travaux de (Morbidelli et al., 2018). Il se manifeste lorsque l'intensité des précipitations dépasse l'aptitude d'infiltration du sol, indépendamment de son état de saturation initial. Ce mécanisme est particulièrement prévalent dans les zones arides, semi-arides et urbaines, où l'imperméabilisation des sols limite l'infiltration. Ce phénomène prend une dimension majeure dans les bassins versants éphémères comme celui de l'Oued Mekerra en Algérie, où il est un

facteur déterminant dans la formation des crues éclair (Yahiaoui, 2012a), souvent liées à des événements extrêmes de précipitations.

#### 1.2.1.2. Ruissellement de Surfaces Saturées

Ce mécanisme, également appelé fonctionnement de Dunne, se produit généralement dans les climats tempérés et humides, où les sols végétalisés possèdent une bonne capacité d'infiltration (Brunner, 2023). (McDonnell et al., 2007) ont souligné que ce type de ruissellement survient souvent dans les zones situées en fond de vallée ou près des cours d'eau. Ces zones réagissent différemment en fonction des conditions d'humidité préexistantes et sont particulièrement sensibles lors de périodes de fortes précipitations. Lors de tels événements extrêmes, l'accumulation rapide d'eau peut entraîner des inondations soudaines.

#### 1.2.1.3. Ruissellement de Surfaces Imperméables

L'urbanisation modifie profondément les processus hydrologiques naturels. L'imperméabilisation des sols, notamment en milieu urbain et périurbain, réduit considérablement la capacité d'infiltration des sols (Li et al., 2024). (Brunner, 2023) montre que, sous des pluies d'été intenses, l'eau de ruissellement provenant des surfaces imperméabilisées se déverse dans les lacs urbains, entraînant une élévation de la température de surface de l'eau. Ce phénomène, exacerbé par le changement climatique, peut avoir des répercussions considérables sur les écosystèmes aquatiques urbains. Il est important de souligner que des recherches récentes (Li et al., 2024) montrent qu'une augmentation de 10 à 100 % de la surface imperméabilisée peut provoquer une augmentation du ruissellement de 200 à 500 % pour une même intensité de précipitations, illustrant ainsi l'impact des événements extrêmes sur la gestion de l'eau en milieu urbain.

### 1.2.2. Les Différents Types de Ruissellement

Le ruissellement en fonction des caractéristiques hydrauliques et morphologiques est classé en trois catégories majeures: le ruissellement pelliculaire, le ruissellement concentré et le ruissellement en nappe.

#### 1.2.2.1. Les Ruissellements Pelliculaires

Les ruissellements pelliculaires surviennent principalement lors de précipitations de faible intensité et se manifestent sous forme de flux diffus et profonds. Ces écoulements jouent un rôle important dans l'érosion des sols ((Morbidelli et al., 2018).

Ces ruissellements représentent les formes initiales et peu profondes du ruissellement pelliculaire. Ils se caractérisent par leur lenteur, leur faible épaisseur et leur dispersion à la surface du sol, souvent à travers une végétation herbacée dense ou sur des pentes faibles. Bien qu'ils soient parfois négligés dans les modèles hydrologiques, ces écoulements jouent un rôle crucial dans le déclenchement des processus érosifs, en particulier dans les zones agricoles. Leur comportement peut évoluer rapidement sous l'effet des événements extrêmes, lorsque l'intensité ou le volume des précipitations augmente brusquement, amplifiant ainsi leur capacité à concentrer les flux et à provoquer des dégradations importantes des sols.

#### 1.2.2.2. Les Ruissellements Concentrés

Les ruissellements concentrés sont plus érosifs et linéaires que les pelliculaires. Leur intensité est accrue, notamment après des pluies intenses, et ces écoulements sont souvent responsables de l'érosion du sol et de la formation de ravines et de ravins. Le ruissellement concentré se manifeste par une progression graduelle, allant des rigoles aux ravines, puis aux ravins, en fonction de l'intensité des précipitations et de la gestion des sols. Les rigoles, premières entailles visibles créées lors des averses, peuvent évoluer en ravines en l'absence de mesures de conservation, augmentant ainsi le risque de glissements de terrain. Les ravines, plus profondes et stables, constituent une source majeure de transfert de sédiments dans le bassin versant, un processus particulièrement amplifié lors des événements extrêmes (Poesen, 2018). À un stade plus avancé, les ravins, souvent larges et profonds de plusieurs mètres, modifient durablement l'hydrologie locale. Cette dynamique est aggravée dans les régions soumises à des pratiques agricoles inadaptées, où les événements extrêmes exacerbent la dégradation des sols (Matthias Vanmaercke et al., 2021).

#### 1.2.2.3. Le Ruissellement en Nappe

Le ruissellement en nappe, défini comme un écoulement superficiel influencé par la végétation, joue un rôle crucial dans le transport d'eau et de sédiments, particulièrement lors de phénomènes extrêmes. Ce type de ruissellement se décline en plusieurs formes selon les

conditions locales. Le ruissellement en nappe discontinue, observé sur des surfaces restreintes entravées par des obstacles comme des troncs d'arbres, peut se concentrer sous l'effet des événements extrêmes, modifiant la dynamique hydrologique locale (Li et al., 2024). Le ruissellement en nappe non turbulente, plus lent et moins érosif, intervient sur des pentes faibles, mais contribue, lors de fortes pluies, à la dispersion de particules fines et de polluants (Wainwright et al., 2008). En revanche, le ruissellement en nappe turbulente possède un potentiel érosif élevé : la turbulence générée lors de pluies intenses facilite le transport massif de sédiments, accentuant la dégradation des sols, notamment dans un contexte de changements climatiques ou d'événements extrêmes (Roche et al., 2012).

### **1.3. Événements extrêmes Conséquences des Événements Extrêmes**

Un événement climatique est qualifié d'extrêmes lorsqu'il atteint des valeurs proches des limites supérieures (ou inférieures) de la plage des valeurs observées. De tels événements, peuvent être particulièrement impactant lorsqu'ils présentent un caractère multivarié ou composé, comme les inondations successives, les sécheresses à grande échelle, ou les transitions sécheresse-inondation (Brunner, 2023).

#### **1.3.1. Les crues**

La crue est la montée temporaire des eaux dans les différentes parties d'un cours d'eau, qu'il s'agisse du lit mineur ou majeur (Anghel, 2024).

Selon (Brunner, 2023), l'analyse des crues peut s'effectuer selon différentes approches, en mission des objectifs d'étude, on peut ainsi caractériser un épisode de crue par :

- Les hydrogrammes de crue (exprimés en cotes ou en débits) en un ou plusieurs points du cours d'eau, permettant de décortiquer la dynamique temporelle de l'événement.
- Les champs d'inondation du cours d'eau et leurs variations dans le temps, essentiels pour l'évaluation des risques et la conduite des zones inondables.

##### **1.3.1.1. Caractéristiques d'hydrogramme de crue**

La caractérisation des hydrogrammes de crue s'effectue à travers plusieurs paramètres temporels essentiels :

- Temps de base ( $T_b$ ) : durée qui s'écoule entre le début de la phase de concentration et la fin de la phase de récession. D'après (Roche et al., 2012)), ce paramètre est fortement

influencé par les caractéristiques géomorphologiques du bassin versant et les conditions antécédentes d'humidité.

- Temps de montée ( $T_m$ ) : durée qui s'écoule entre le début de la phase de concentration et la pointe de crue. Selon (Roche et al., 2012), ce paramètre est particulièrement sensible à l'intensité des précipitations et à la forme du versant.
- Temps de réponse ( $T_r$ ) : durée qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace et le maximum de la crue. Selon (Roche et al., 2012) ont souligné que ce paramètre varie significativement en fonction du degré d'urbanisation du bassin versant ; l'imperméabilisation des sols généralement réduisant ce temps de réponse.
- Durée de la pluie ( $T_a$ ) : durée totale de l'averse génératrice de l'hydrogramme, cette durée tend à se modifier sous l'effet du changement climatique, avec une tendance à l'intensification des précipitations sur des durées plus courtes (Roche et al., 2012).
- Durée de la pluie efficace ( $T_e$ ) : durée de l'averse qui a réellement généré le ruissellement.
- Temps de concentration ( $T_c$ ) : temps de parcours qu'effectue une particule d'eau entre la partie la plus éloignée du versant bassin et l'exutoire. L'urbanisation et les modifications anthropiques des bassins versants peuvent réduire significativement ce temps, augmentant ainsi le risque de crues rapides (Roche et al., 2012).

#### 1.3.1.2. Typologie des crues

Les classifications des crues, tenant compte à la fois des conditions d'écoulement et des événements générateurs, se sont précisées grâce aux avancées en télédétection et en modélisation numérique. Une telle typologie, fondamentale pour la gestion des risques et la modélisation hydrologique, s'est ainsi enrichie de manière significative.

##### A. Classification selon les conditions d'écoulement

On peut distinguer plusieurs types de crues selon leurs caractéristiques hydrauliques :

- Les crues lentes : caractérisées par une variation progressive des côtes et débits, elles concernent généralement les grands bassins versants de plaine, ces crues bien que moins spectaculaires que les crues rapides, peuvent causer des dommages considérables en raison de leur durée prolongée et de l'étendue des zones inondées (Anghel, 2024).
- Les crues torrentielles : à l'opposé des précédentes, elles se caractérisent par de fortes variations de débit et une montée rapide des eaux. Les travaux récents sur l'Oued (Yahiaoui, 2012b) ont établi que ces crues sont particulièrement dangereuses dans les

régions semi-arides où les précipitations intenses sur des sols modérément perméables sont susceptibles de produire des réponses hydrologiques extrêmement rapides.

- Les crues rapides : elle concerne généralement des bassins versants inférieurs à 5000 km<sup>2</sup>, elles se caractérisent par leur temps de montée court et leur potentiel destructeur élevé. On peut cohéremment affirmer que selon les conclusions de (Brunner, 2023), ces crues sont particulièrement sensibles aux modifications anthropiques des bassins versants et aux changements dans les régimes de précipitation.
- Les laves torrentielles : phénomènes où la phase solide peut adopter le pas sur la phase liquide; avec un écoulement visqueux chargé en matériaux. Selon (Matthias Vanmaercke et al., 2021), ces événements, bien que localisés, peuvent causer des dommages considérables et sont particulièrement difficiles à prévoir et à modéliser.
- Les crues éclair : provoquées par des précipitations particulièrement intenses et localisées, effectivement, elles se caractérisent par leur soudaineté et leur violence, ces crues constituent l'un des risques hydrologiques majeurs dans les régions méditerranéennes et semi-arides (Diaf et al., 2020; Yahiaoui, 2012b).

#### B. Classification selon les événements générateurs

- Les crues océaniques : générées par le passage de grandes dépressions en provenance de l'Atlantique, elles se caractérisent par des prolongées précipitations sur de vastes territoires. Il ressort de cette analyse que d'après (Brunner, 2023), ces crues pourraient constater leur fréquence et leur intensité modifiées par le changement climatique, en raison de l'évolution des trajectoires des dépressions et de l'augmentation de la compétence de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau.
- Les crues méditerranéennes : d'après les recherches récentes (Roche et al., 2012), ces crues peuvent toucher de grands (crues espaces méditerranéennes extensives) ou se concentrer sur des zones plus restreintes (crues méditerranéennes localisées). Les recherches mettent en évidence que leur intensité exceptionnelle résulte souvent de la combinaison entre des masses d'air chaud et humide en provenance de la Méditerranée et des reliefs côtiers qui forcent l'ascendance et la condensation.

### 1.4. Impact sur les Inondations

Les crues et les inondations résultent souvent de la combinaison de précipitations intenses et d'un ruissellement rapide qui dépasse la capacité de drainage des sols. Les différentes formes de ruissellement (pelliculaire, concentré, en nappe) contribuent différemment à l'intensification

des inondations. Par exemple, les **ruissellements concentrés** (notamment en ravines et ravins) peuvent provoquer une érosion significative et une accumulation rapide d'eau, engendrant des inondations locales de grande ampleur (Matthias Vanmaercke et al., 2021). De même, les **ruissellements en nappe turbulente** augmentent le potentiel érosif et le transport de sédiments, exacerbant la dégradation des sols et augmentant le risque d'inondation (Roche et al., 2012). De ces faits, les inondations constituent un risque majeur à l'échelle mondiale, dont la fréquence et l'intensité tendent à s'accroître sous l'effet combiné du changement climatique et de l'anthropisation croissante des territoires. D'après (Brunner, 2023), le risque d'inondation résulte de la conjonction de deux composantes : l'aléa (l'eau qui peut sortir de son lit habituel) et la (présence vulnérabilité d'enjeux humains, économiques ou environnementaux dans les zones potentiellement inondables).

## **1.5. La sécheresse**

La sécheresse se définit comme une déficience conjoncturelle (établie par connexion à une valeur de référence) des ressources en eau sur une période significative et sur une région étendue (Brunner, 2023). Les études récentes affinent considérablement la compréhension de ces phénomènes complexes et de leurs impacts multisectoriels. Les climatologues distinguent quatre types principaux de sécheresse, chacune caractérisé par des mécanismes, des indicateurs et des impacts spécifiques.

### **1.5.1. Types de sécheresse**

#### **1.5.1.1. Sécheresse météorologique**

D'après (Brunner, 2023), la sécheresse météorologique est basée sur le degré de sécheresse (déficit pluviométrique) et la durée de la phase sèche par rapport aux conditions normales régionales. Il a établi que ces événements tendent à s'intensifier dans certaines régions sous l'effet du changement climatique, avec des périodes sans précipitations plus longues et plus fréquentes.

#### **1.5.1.2. Sécheresse hydrologique**

La sécheresse hydrologique est basée sur l'impact des déficits en précipitations sur l'approvisionnement en eau de surface et souterraine. Ce type de sécheresse présente généralement un décalage temporel par rapport aux sécheresses météorologiques, en raison de l'inertie des systèmes hydrologiques.

Les études contemporaines ont par ailleurs souligné des phénomènes de transition rapide entre sécheresse et inondation, particulièrement problématiques pour la gestion des ressources en eau et la prévention des risques (Brunner, 2023).

#### 1.5.1.3. Sécheresse agricole

La sécheresse agricole est basée sur les impacts sur l'agriculture de facteurs tels que les déficits en précipitations, les différences entre l'évapotranspiration réelle et potentielle, et l'humidité du sol. Ce type de sécheresse peut survenir même en l'absence de sécheresse météorologique prononcée, notamment lorsque des températures élevées augmentent significativement la demande évaporative (Brunner, 2023).

#### 1.5.1.4. Sécheresse socio-économique

La sécheresse socio-économique est basée sur l'impact des conditions de sécheresse (météorologique, hydrologique ou agricole) sur l'approvisionnement et la demande en biens économiques, ces impacts sont étroitement liés à la vulnérabilité et de la résilience des systèmes socio-économiques concernés (Brunner, 2023).

### 1.5.2. Causes de la sécheresse

Dans les régions arides et semi-arides, la sécheresse est représentée par l'absence ou l'insuffisance des précipitations, plusieurs phénomènes à grande échelle peuvent influencer l'occurrence et l'intensité des sécheresses :

Ces phénomènes régionaux affectent la climatologie et la circulation générale des masses d'air, présentant des liens complexes avec les régimes de précipitations à l'échelle locale et régionale (Brunner, 2023).

Les recherches ont indiqué que l'exploitation intensive et souvent irrationnelle des ressources naturelles (déforestation, surpâturage, urbanisation excessive) peut aggraver localement les conditions de sécheresse en modifiant les hydriques bilans et énergétiques à l'échelle des bassins versants (Li et al., 2024).

### 1.5.3. Effets de la sécheresse

Les impacts de la sécheresse peuvent être classés en plusieurs catégories :

- Impacts environnementaux : réduction des débits des cours abaissement d'eau, du palier des nappes phréatiques, dégradation de la qualité de l'eau, augmentation du risque d'incendies de forêt, perte de biodiversité.

- Impacts agricoles : réduction des rendements des cultures, stress hydrique de la végétation, augmentation des besoins en irrigation, dégradation des pâturages.
- Impacts économiques : pertes de création agricole, augmentation des coûts de l'eau, impacts sur l'hydroélectricité et les industries dépendantes de l'eau, coûts des mesures d'urgence.
- Impacts sociaux : d'usage conflits autour des ressources en eau, migrations forcées, problèmes de santé publique liés à la qualité de l'eau et à la sécurité alimentaire (Brunner, 2023).

Les interactions complexes entre sécheresse et autres risques notamment naturels, par surcroît, les transitions rapides entre sécheresse et inondation qui posent des défis particuliers pour la gestion des ressources en eau et la prévention des risques (Brunner, 2023).

## **1.6. Historique des événements extrêmes de sécheresse et des inondations**

### **1.6.1. La sécheresse**

Les périodes de sécheresse ont été des événements fréquents ayant laissé leur empreinte dans l'histoire de régions diverses à travers le globe. L'analyse des recherches menées par (Brunner, 2023), des documents historiques et des indicateurs paléoclimatiques offrent la possibilité de reconstruire les sécheresses antérieures, en évaluant à la fois leur fréquence et leur gravité. De toute évidence, cette approche s'avère capitale pour appréhender la diversité naturelle du climat et pour positionner en perspective les évolutions contemporaines.

En comparaison avec d'autres types de risques, la compréhension et la gestion des risques liés à la sécheresse demeurent insatisfaisantes. Il faut remarquer que la sécheresse météorologique est considérée comme une apparition climatique plutôt que comme un aléa à part entière. Sa dangerosité n'apparaît que lorsqu'elle se manifeste sous la forme d'une sécheresse agricole ou hydrologique, qui plus est, influencée par des facteurs autres que le simple niveau de précipitations (ONU & GAR, 2011).

A la fin du printemps et pendant l'été 2016, des vastes étendus en Europe ont été touchées par des conditions de chaleur et de sécheresse exceptionnelles. À partir d'avril 2018, dans une grande partie du nord et de l'ouest de l'Europe, les températures ont dépassé largement la moyenne tandis que les précipitations ont été nettement en deçà de la moyenne, (WMO, 2019).

En 2018, la partie orientale de l'Australie a été touchée par une sécheresse remarquable. La zone la plus impactée a été l'est de l'Australie, notamment la Nouvelle-Galles du Sud et le sud du

Queensland, où une grande partie a reçu moins de la moitié de ses précipitations habituelles entre janvier et septembre. Les précipitations enregistrées dans le bassin Murray-Darling de janvier à septembre ont atteint leur niveau le plus bas depuis 1902, selon (WMO, 2019).

Des températures anormalement élevées ont été observées dans diverses zones du Moyen-Orient et de l'Afrique du Nord à la fin du mois de juin et au début du mois de juillet. Le 26 juin, la température nocturne à Oman, Kuwait, n'a chuté qu'à 42,6 °C, ce qui représente l'une des températures minimales les plus élevées enregistrées à l'échelle mondiale. Il est fondamental de considérer qu'au début du mois de juillet, une vague de chaleur a touché le nord de l'Afrique, entraînant des températures records dans plusieurs régions en Algérie, le pic le plus élevé étant de 51,3 °C à Ouargla, établissant ainsi un nouveau record national (OMM, 2016).

Au cours des dernières décennies, la région méditerranéenne a été affectée par une sécheresse intense et prolongée ; comme le soulignent (Kablouti, 2014; Medejerab & Henia, 2011; Nouaceur & Laignel, 2014). L'insuffisance des précipitations a entraîné une concentration des pluies et une intensification des inondations dans cette zone (Coscarelli & Caloiero, 2012; Hicham Ezzine et al., 2014; Michiels et al., 1992).

La nord-ouest région de l'Algérie a été touchée par une sécheresse d'une ampleur et d'une étendue spatiale remarquables (Ghenim & Megnounif, 2011; Kouidri et al., 2019; H. Meddi & Meddi, 2009).

## 2. Chapitre 02 : zone d'étude et données de mesures

L'oued Mekerra fait partie du bassin versant de la Macta, situé dans le nord-ouest de l'Algérie. Le bassin drainé par l'oued Mekerra se situe entre les latitudes 34°31' et 35°21' Nord et les longitudes 1°16' et 0°58' Ouest. Il s'étend sur une superficie d'environ 3 000 km<sup>2</sup> et présente un périmètre de 380 km (Afra et al., 2025; Kouidri et al., 2019). Le cours d'eau parcourt environ 145 km, prenant sa source à Ras El Ma à une altitude de 1 140 m, pour se jeter en aval dans la ville de Sidi Bel Abbès, à une altitude d'environ 320 m.

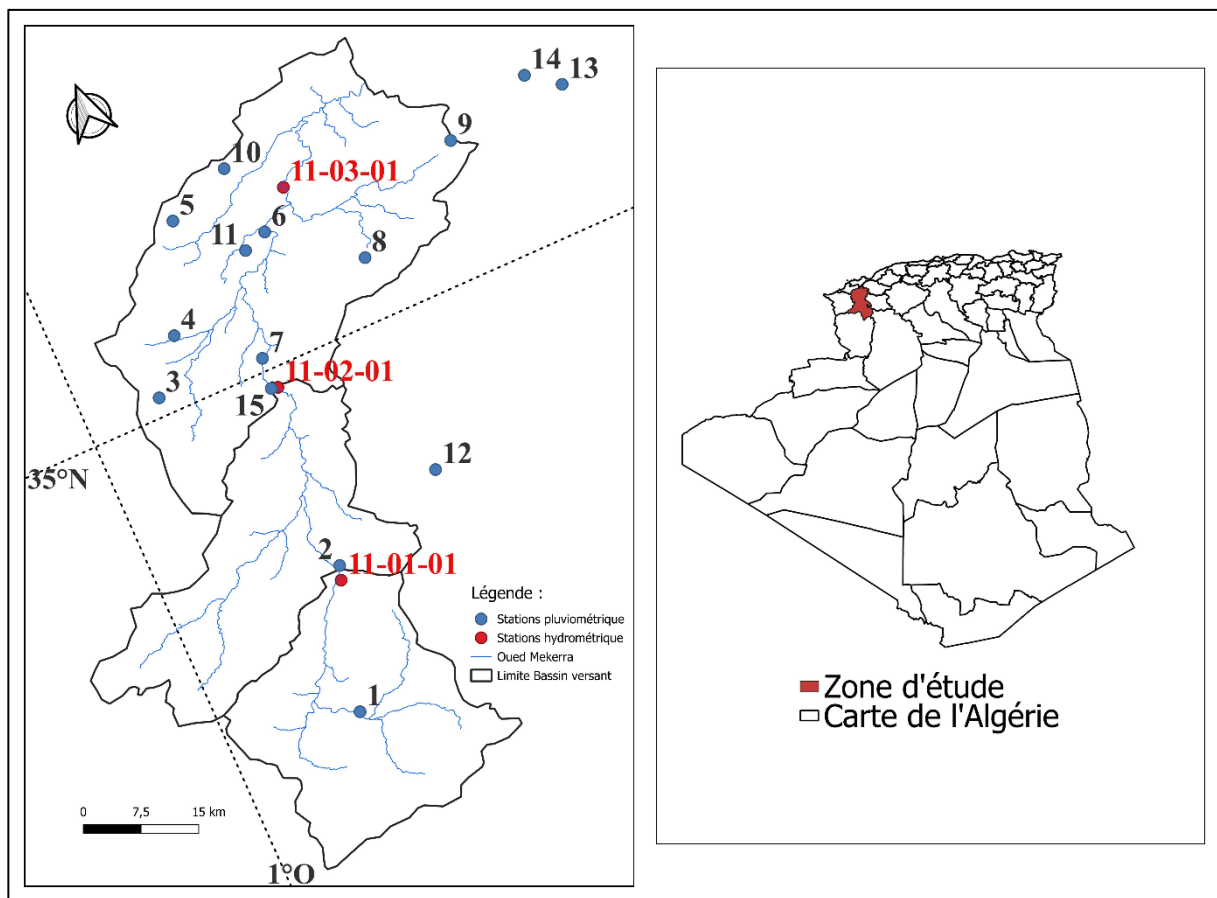


Figure 2.1 : La position géographique des stations pluviométriques et hydrométriques de la zone d'étude

### 2.1. Contexte topographique

Le bassin de la Mekerra jouit d'une grande diversité d'écosystèmes, allant des zones montagneuses aux plaines et aux étendues steppiques, et présente des caractéristiques topographiques et hydrologiques variées. Les montagnes couvrent environ 26 % de la surface totale du bassin. Elles sont principalement situées dans les monts de Dhaya et de Saïda au nord, ainsi que dans les monts de Tlemcen au sud. Ces formations montagneuses se distinguent par des pentes relativement fortes et une végétation clairsemée, favorisant un ruissellement rapide

lors d'événements pluvieux intenses, et contribuant ainsi de manière significative à la formation des crues dans le bassin de l'oued Mekerra. Ces zones constituent les principales zones de production hydrologique du bassin versant.

Les plaines se trouvent essentiellement aux alentours de la ville de Sidi Bel Abbès. Elles occupent près du tiers (34 %) de la superficie totale du bassin (Atallah et al., 2016). Caractérisées par une topographie relativement plane et des sols alluvionnaires, les plaines représentent des zones de transfert hydrologique dans le bassin. Elles jouent un rôle déterminant dans la propagation des ondes de crue, influençant significativement les temps de concentration et les débits de pointe à l'exutoire. La faible pente et la présence de zones d'expansion naturelles peuvent, dans certaines conditions, atténuer l'intensité des crues ; toutefois, ces effets sont souvent limités lors d'événements extrêmes (Afra et al., 2025; Kouidri et al., 2019).

La zone steppique, située au sud du bassin, couvre environ 40 % de sa superficie totale (Atallah et al., 2016). Elle se caractérise par une végétation éparse adaptée aux conditions semi-arides, des sols peu profonds, et une capacité d'infiltration généralement faible. Bien que ces zones puissent générer des écoulements significatifs lors d'épisodes pluvieux intenses, notamment lorsque les sols sont saturés ou encroûtés à la suite de périodes de sécheresse prolongées, leur contribution au ruissellement reste globalement inférieure à celle des zones montagneuses.

## **2.2. Occupation du Sol**

La majeure partie du bassin se situe dans la wilaya de Sidi Bel Abbès et englobe 52 communes, selon les données administratives récentes. Toutefois, l'urbanisation dans le bassin de la Mekerra demeure relativement faible et se concentre principalement autour de petites agglomérations implantées le long de l'oued Mekerra, notamment Ras El Ma, El Haçaïba, Moulay Slissen, Sidi Ali Benyoub, Boukhanéfis, Sidi Khaled, Lahcen Sidi et Sidi Bel Abbès. D'après plusieurs études scientifiques, cette configuration urbaine linéaire le long du cours d'eau principal accentue la vulnérabilité des populations face aux risques d'inondation (Atallah et al., 2016; M. Meddi & Abbes, 2003; Yahiaoui, 2012a).

La couverture végétale, présentée par l'Agence du Bassin Hydrographique (ABH, 2017), montre que les forêts se concentrent essentiellement sur les massifs montagneux de Haçaïba et Moulay Slissen, et couvrent environ 10 % de la surface totale du bassin (Figure 2.2 (ABH 2017)). Les cultures occupent près de 34 % du territoire, principalement situées dans les grandes plaines en aval du bassin (Afra et al., 2025).

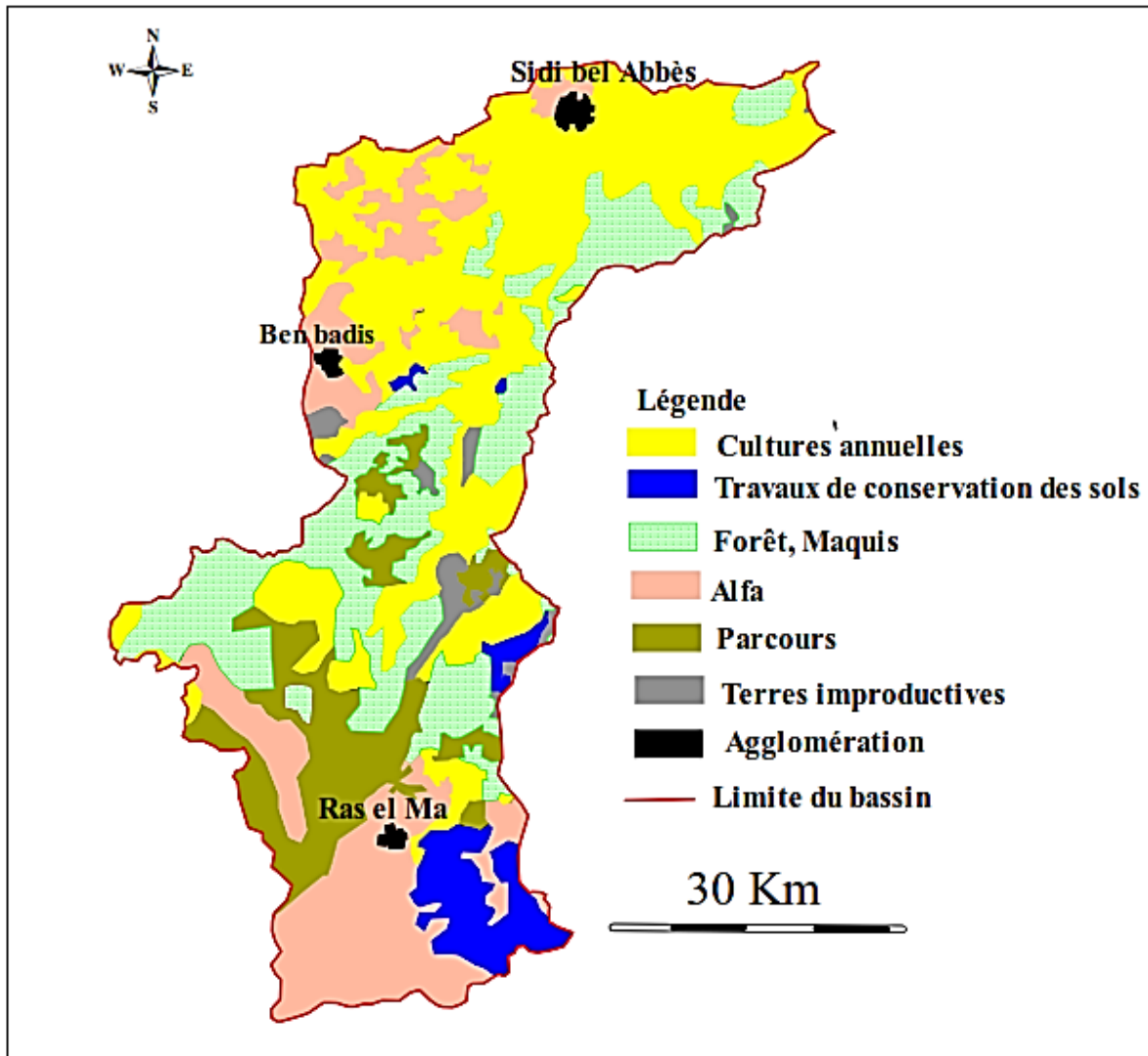


Figure 2.2: Carte d'occupation des sols du bassin versant de l'oued Mekerra

### 2.3. Contexte géologique

La géologie du bassin de l'Oued Mekerra se caractérise par une diversité de formations géologiques qui influencent significativement le fonctionnement hydrologique et hydrogéologique du bassin (Figure 02.3). Les zones nord, nord-est et sud sont dominées par des formations post-pliocènes, principalement composées d'argiles et de calcaires. Ces formations, généralement peu perméables, favorisent le ruissellement de surface lors des épisodes pluvieux. Le centre et le sud-ouest du bassin sont majoritairement constitués de terrains jurassiques, formés essentiellement de calcaires et de dolomies. Ces formations, souvent karstifiées, présentent une perméabilité secondaire importante, facilitant les échanges entre les eaux de surface et les nappes souterraines (Atallah et al., 2016). Le sud-est, quant à lui, est marqué par des formations du Crétacé inférieur, composées de marnes, de calcaires marneux et de grès. Ces

unités géologiques présentent une perméabilité variable, influençant de manière complexe les processus d'infiltration et de ruissellement (MAREF, 2019).

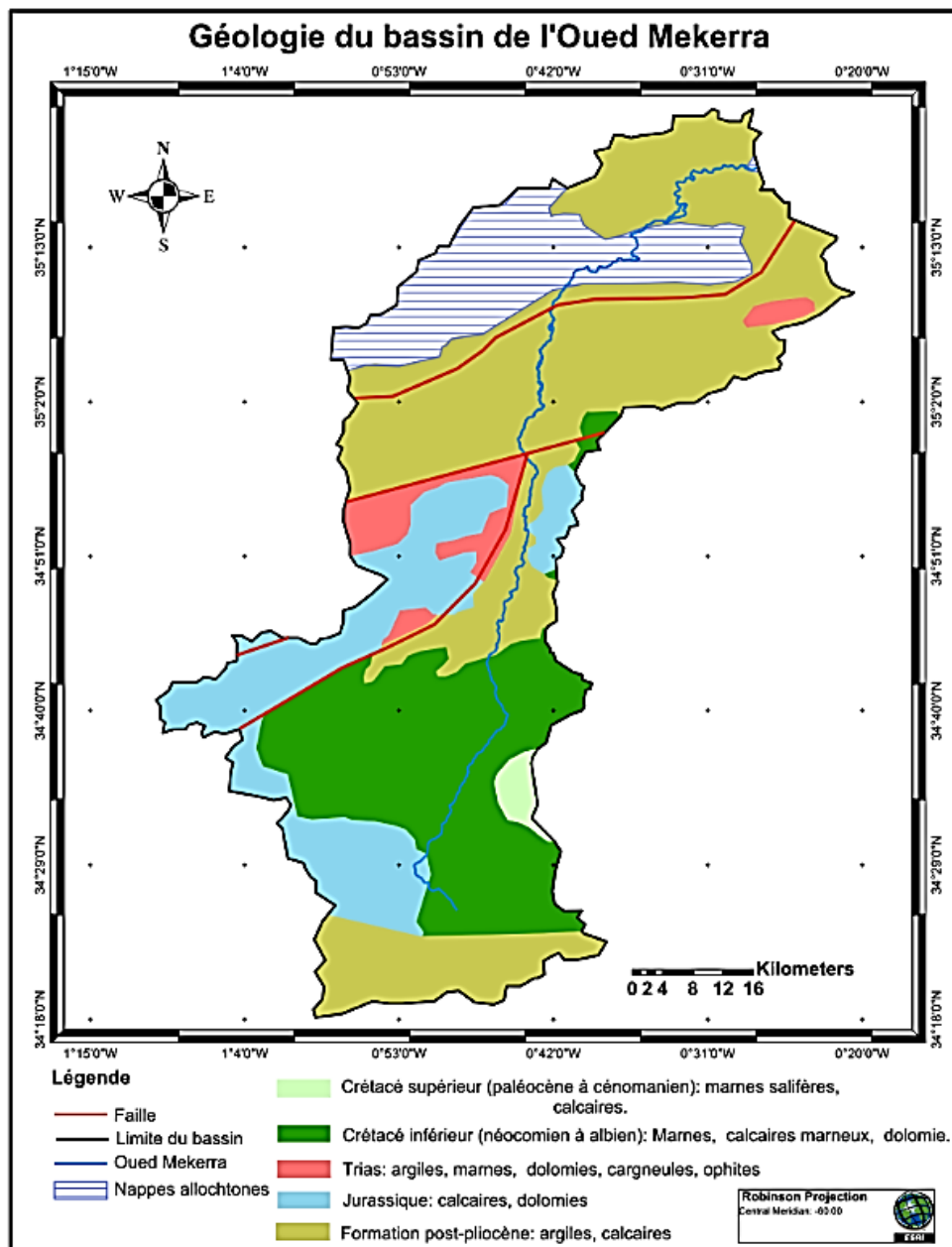


Figure 2.3 : répartition spatiale des entités géologique du bassin versant d'Oued Mekerra

#### 2.4. Contexte hydrologique

Le réseau hydrographique du bassin de l'Oued Mekerra est particulièrement bien développé, bien qu'il soit majoritairement constitué de cours d'eau temporaires, voire éphémères, typiques des régions semi-arides. Il présente une densité de drainage relativement élevée, notamment dans les zones montagneuses (Atallah et al., 2016; MAREF, 2019), ce qui favorise une concentration rapide des écoulements lors des épisodes pluvieux.

D'un point de vue géomorphologique, trois grandes subdivisions se distinguent au sein du bassin versant (Afra et al., 2025; Kouidri et al., 2019) :

- Haute Mekerra : située entre le sud de Ras El Ma et Sidi Ali Benyoub, cette portion se caractérise par des pentes relativement fortes et un réseau hydrographique dense, favorisant une génération rapide du ruissellement.
- Moyenne Mekerra : comprise entre Sidi Ali Benyoub et la ville de Sidi Bel Abbès, cette section présente une topographie plus modérée et joue un rôle essentiel de zone de transfert pour les écoulements générés en amont.
- Basse Mekerra : s'étend en aval de la ville de Sidi Bel Abbès, dans une zone à topographie plus plane. Elle constitue un espace favorable à l'expansion naturelle des crues.

Cette configuration hydrologique, combinée aux conditions climatiques de la région, marquées par des précipitations intenses, brèves et localisées, favorise la formation de crues soudaines et potentiellement dévastatrices, en particulier dans les zones urbanisées situées le long du cours principal de l'Oued Mekerra (Afra et al., 2025; MAREF, 2019).

## **2.5. Historique des inondations du versant bassin d'Oued Mekerra**

Le bassin versant de l'Oued Mekerra a été affecté par de nombreuses inondations au cours des dernières décennies. Ces événements sont généralement provoqués par des orages violents ou des précipitations intenses concentrées sur de courtes périodes, caractéristiques du climat méditerranéen semi-aride de la région. Les données de la Direction de la Protection Civile (DPC) mettent en évidence plusieurs événements majeurs qui ont marqué l'histoire hydrologique récente du bassin, notamment les inondations d'octobre 1986 et de septembre 1994, qui ont occasionné d'importants dégâts aux infrastructures et à l'environnement. Entre 1986 et 2007, plus de 200 000 personnes ont été affectées par les crues dans le bassin de la Mekerra, entraînant la mort de 10 personnes et laissant 929 familles sans abri. Ces chiffres illustrent l'importance d'une gestion efficace des risques d'inondation dans cette région (DPC, 2014).

Les inondations enregistrées dans la wilaya de Sidi Bel Abbès résultent d'un ensemble de facteurs, parmi lesquels :

- Le débordement de l'Oued Mekerra, dû aux ruissellements issus des versants dominant l'agglomération ;

- La rupture naturelle du lit de l’oued au niveau du pont situé en amont de Sidi Khaled, provoquant l’inondation des quartiers environnants ;
- Le débordement récurrent des eaux au niveau du pont traversant la localité de Sidi Lahcen ;
- L’épandage des eaux de crue à l’entrée sud de Sidi Bel Abbès (route de Boukhanéfis), affectant les quartiers méridionaux de la ville ;
- Le débordement de l’Oued Mellah dans les localités de Tilmouni et Hassi Dahou.

La récurrence des inondations est particulièrement marquée durant l’automne. En effet, 53% des événements dommageables sont recensés durant cette saison, avec un pic de 22% en octobre. Cette répartition temporelle s’explique par la survenue d’orages violents et localisés, générant des précipitations abondantes sur de courtes durées, à l’origine de crues éclair (Afra et al., 2025; Kouidri et al., 2019).

## **2.6. Aménagements de protection contre les inondations**

Afin de protéger la ville de Sidi Bel Abbès contre les risques d’inondation, plusieurs aménagements ont été réalisés en amont du bassin (DPC, 2014).

Pour se prémunir contre un débit décennal, les principales mesures mises en œuvre incluent :

- La construction de banquettes dans les zones à forte pente, destinées à protéger la couverture végétale naturelle et à favoriser le reboisement du massif montagneux ;
- La création de zones d’épandage sur les deux principaux affluents de l’Oued Mekerra, à savoir l’Oued Mouzen et l’Oued Mellah, avec des capacités respectives de 2 et 2,4 millions de m<sup>3</sup> ;
- L’amélioration de la capacité de transit du chenal entre Sidi Ali Benyoub et Sidi Bel Abbès, à travers le reprofilage du lit de l’oued, la suppression des méandres, l’élimination ou l’adaptation des ouvrages limitants (ponts, canalisations, habitations), et la correction de la pente afin de réduire la rugosité et d’accélérer l’écoulement ;
- La création d’un ouvrage de dérivation des eaux en amont de la ville, conçu pour supporter un débit de 150 m<sup>3</sup>/s.

Concernant les crues centennales, un barrage écrêteur a été mis en service en 2010 à proximité de la localité de Tabia, en amont de Sidi Bel Abbès. Ce barrage, destiné à protéger la ville contre des crues extrêmes, présente une capacité de 25 hm<sup>3</sup> et un débit maximal de restitution de 100

m<sup>3</sup>/s. Il est équipé d'un évacuateur à seuil libre situé sur la rive gauche, conçu pour fonctionner au-delà d'un débit centennal estimé à 387 m<sup>3</sup>/s (Bachi, 2011).

## **2.7. Données utilisées**

### **2.7.1. Données pluviométriques**

Les données pluviométriques utilisées dans cette étude proviennent de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Parmi les 24 stations couvrant la zone d'étude, 15 ont été retenues, dont 3 stations périphériques. Le critère de sélection repose sur la disponibilité de séries de mesures continues sur une période commune suffisamment longue, condition essentielle pour permettre une analyse statistique fiable. Les séries retenues couvrent la période de septembre 1973 à août 2005.

L'étude s'appuie à la fois sur les précipitations mensuelles moyennes ( $P_{\text{mens}}$ ) et sur les précipitations journalières maximales annuelles ( $P_{j \text{ max}}$ ). Pour les trois stations de Ras El Ma, Sidi Ali Benyoub et Sidi Bel Abbès, des données journalières ( $P_j$ ) sont également disponibles, couvrant une période plus étendue allant de septembre 1970 à août 2011.

Tableau 2.1 : les stations pluviométriques (Pmens) (D.mer : Eloignement par apport à la mer ;Moy : Moyenne ; CV : Coefficient de variation ; CS : Coefficient d'asymétrie ; DM : Données manquantes)

N° dans la carte	Nom des stations	Z (m)	D.mer (Km)	Moy	CV	CS	DM
1	Ras El Ma	1097	128	201	0,37	0,65	0%
2	El Haçaïba	950	113	292	0,35	0,83	0%
12	Telagh	877	104	256	0,37	0,75	0%
8	Hassi Dahou	650	76	297	0,30	0,70	0%
15	Sidi Ali Benyoub	635	85	274	0,43	-0,12	9%
3	Hassi Zahana	630	77	330	0,41	0,78	6%
7	Tabia	620	83	333	0,36	2,28	0%
4	Sidi Ali Boussidi	610	67	370	0,32	0,85	3%
9	M Ben Brahim	590	70	359	0,38	0,85	0%
5	Tassala	580	52	332	0,34	0,83	0%
14	Sfissef	545	77	318	0,31	0,24	6%
10	Ain Trid	530	47	386	0,29	0,61	0%
11	Sidi Lahcen	501	62	264	0,25	0,59	0%
6	SBA	485	61	310	0,24	0,46	0%
13	Ain Frass	424	68	244	0,29	0,61	0%

La précipitation annuelle moyenne varie de 167 mm à Ras El Ma dans le Sud à 375 mm dans les extrémités Nord et Est.

### 2.7.2. Données hydrométriques

Le bassin versant de l'oued Mekerra est suivi par trois stations hydrométriques automatisées (Figure 2.4), toutes équipées d'un limnigraphe et d'échelles limnimétriques :

- La station de Haçaïba, située en amont du bassin versant.
- La station de Sidi Ali Benyoub, localisée au centre du bassin, comprend un déversoir en col de cygne utilisé pour le jaugeage lors des crues importantes.

- La station de Sidi Bel Abbès, implantée en aval, est équipée d'une passerelle avec étagère inférieure et d'un limnigraphe (Yahiaoui, 2012a)

À l'instar des autres stations hydrométriques utilisées pour le suivi des écoulements des oueds en Algérie, la gestion de ces trois stations est assurée par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH). Cette dernière est notamment chargée de réaliser les mesures instantanées des débits ( $Q_j \text{ inst}$ ). Les données fournies par l'ANRH comprennent à la fois des mesures instantanées du débit ( $Q_j \text{ inst}$ ) et des valeurs journalières moyennes ( $Q_j$ ).

### **3. Chapitre 03 : Méthodologie**

Dans ce chapitre, un aperçu général explique les différentes méthodes et outils utilisées dans l'analyse des données pluviométrique et hydrométrique (fluctuations, variabilité, rupture, sécheresse et inondations).

#### **3.1. Analyse des données hydro pluviométrique :**

Les fluctuations des séries de précipitation et des débits sont analysées sur une échelle journalière, mensuelle et annuelle à l'aide de logiciel XLStat (free version) et Scipy (bibliothèque python), en utilisant différents tests statistiques à savoir :

##### **3.1.1.1. Test de rupture**

La stationnarité des séries est étudiée par la méthode de doubles cumuls, le test de Pettitt et le test de Buishand. La méthode de doubles cumuls est simple, visuelle et pratique, elle est largement utilisée dans les études de changement de comportement à long terme des données hydrométéorologiques (Mu et al., 2010). La méthode de doubles cumuls est utilisée pour analyser les séries des pluies journalières maximale ( $P_j \text{ max}$ ) et les débits liquide journalières maximale ( $Q_j \text{ max}$ )

##### **A. Test de Pettitt**

Le test de Pettitt (Pettitt, 1979) est une adaptation non paramétrique du test de Mann-Whitney. Il permet de détecter un point de rupture dans une série chronologique, c'est-à-dire un changement d'homogénéité dans la médiane d'une série de données, sans faire d'hypothèse sur la distribution des données. Le test repose sur l'analyse des rangs des données, en comparant les sous-séries avant et après chaque point potentiel de rupture.

$$U_{t,T} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=i+1}^T D_{ij} \quad (1)$$

On pose

$$\begin{cases} D_{ij} = -1 & \text{si } (x_i - x_j) < 0, \\ D_{ij} = 0 & \text{si } (x_i - x_j) = 0, \\ D_{ij} = +1 & \text{si } (x_i - x_j) > 0. \end{cases}$$

La statistique du test est ensuite définie selon le type de test effectué :

- $K = \max |U_{t,T}|$  pour le test bilatéral
- $K^+ = \max(U_{t,T})$  pour le test unilatéral à gauche
- $K^- = -\max(U_{t,T})$  pour le test unilatéral à droite

Le point de rupture estimé,  $t$ , correspond à l'instant où  $U(t,T)$  est maximal.

- Hypothèses du test
  - $H_0$  : la série est homogène (pas de changement de tendance médiane).
  - $H_1$  : il existe un point de rupture unique dans la série.

- Significativité

La p-value,  $p$ , du test est approximée par :

$$P = 2e^{\left(\frac{-6K^2}{(T^3+T^2)}\right)} \quad (2)$$

Si  $p < \alpha$  ( $\alpha$  étant le niveau de signification choisi), on rejette l'hypothèse  $H_0$  et l'on conclut à l'existence d'un changement significatif dans la série. Sinon, on considère l'hypothèse alternative.

## B. Test de Buishand

Le test de Buishand (Buishand, 1982) peut être utilisé pour deux variables indépendantes. Néanmoins ses propriétés ont particulièrement été étudiées pour le cas normal. L'article de Buishand se concentre sur le cas bilatéral, avec une statistique de test notée  $Q$ , construite à partir de la série cumulée centrée des écarts à la moyenne.

Soit une série  $X = \{x_1, x_2, \dots, x_T\}$ , de moyenne  $\mu$  et d'écart-type  $\sigma$ .

On définit la série des cumuls  $S^*$ , définie par :

$$S^*_0 = 0, \quad S^*_k = \sum_{i=1}^k \frac{(x_i - \mu)}{\sigma} \quad k = 1, 2, \dots, T \quad (3)$$

La statistique de test  $Q$  est alors calculée selon le type de test :

- Pour un test bilatéral (changement quelconque dans la moyenne) :  
 $Q = \max |S^*_k|$  pour  $k = 1$  à  $T$
- Pour un test unilatéral à gauche (baisse de la moyenne) :  
 $Q^- = \max S^*_k$
- Pour un test unilatéral à droite (hausse de la moyenne) :  
 $Q^+ = -\min S^*_k$

La valeur maximale de la série normalisée  $S^*_k$  permet ainsi de détecter une rupture dans l'homogénéité de la moyenne de la série. Plus la valeur de  $Q$  est grande, plus l'évidence d'un changement est forte.

#### 3.1.1.2. Test de Kendall

Le test de Mann-Kendall est utilisé pour déterminer l'existence des tendances statistiquement significatives au seuil de  $\alpha$  (généralement  $\alpha = 5\%$ ). C'est un test non paramétrique pour but de déterminer le tau de Kendall et la pente de Sen, il est basé sur la statistique  $S$  et la p-value, données par :

$$S = \sum_{j=1}^{n-1} \sum_{k=j+1}^n \text{sign}(X_k - X_j) \quad \text{où} \quad \text{sign}(x) = \begin{cases} 1 & \text{if } x > 0 \\ 0 & \text{if } x = 0 \\ -1 & \text{if } x < 0 \end{cases} \quad (4)$$

Le tau de Kendall,  $\tau$ , est estimé par la formule suivante :

$$\tau = \frac{2S}{N(N-1)} \quad (5)$$

Où  $N$  est le nombre de données de la série.

La valeur  $p$  permet de confirmer la significativité de la tendance. Plus cette probabilité est proche de 0, plus la tendance détectée est significative (Kendall, 1975; Mann, 1945).

- Le test de Mann Kendall est utilisé pour déceler les tendances des variables hydro-pluviométrique au pas mensuel du débit, des précipitations, la contribution mensuelle

des débits et la contribution mensuelle des précipitations, pour les différentes stations retenues dans cette étude.

- La contribution mensuelle des apports pluviométriques sont estimées par le rapport PJ max/Pmens.

### 3.1.1.3. Occurrence et magnitude des séquences sèches et humides

Le déficit et l'excédent pluviométrique sont évalués à l'aide de l'indice SPI (*Standardized Precipitation Index*), développé par (Mckee et al., 1993a). Cet indice est calculé grâce à un logiciel mis au point par l'Université du Nebraska-Lincoln, disponible gratuitement (Wmo, 2012).

Différentes échelles temporelles du SPI sont utilisées afin de refléter les impacts potentiels des anomalies pluviométriques sur :

- l'humidité des sols,
- l'agriculture,
- la recharge des réservoirs de surface,
- la recharge des nappes souterraines.

Dans cette étude, les échelles temporelles retenues sont :

- SPI 1 (1 mois),
- SPI 3 (3 mois),
- SPI 6 (6 mois),
- SPI 9 (9 mois),
- SPI 12 (12 mois).

Les interprétations spécifiques sont les suivantes :

SPI 3 : reflète les conditions d'humidité à court et moyen terme, en fournissant une estimation des précipitations sur une saison.

SPI 6 : donne une indication des tendances saisonnières des précipitations à moyen terme.

SPI 9 : permet d'évaluer les régimes pluviométriques intersaisons.

SPI 12 : offre une représentation des régimes de précipitations à long terme (WMO, 2012).

Les valeurs de SPI sont classées selon une échelle qui va des conditions extrêmement sèches à extrêmement humides (Tableau 3.01).

Tableau 3.01 : Les différents séquences de l'indice SPI (Mckee et al., 1993b).

SPI	Désignation
2,0 et plus	E.H : Extrêmement humide
De 1,5 à 1,99	T.H : Séquence Très humide
De 1,0 à 1,49	M.H : Modérément humide
De -0,99 à 0,99	P. N : Proche de la normale
De -1,0 à -1,49	M.S : Modérément sec
De -1,5 à -1,99	T. S : Très sec
-2 et moins	E. S : Extrêmement sec

Afin d'évaluer l'évolution dans le temps sur une période de 32 ans, allant de septembre 1973 à août 2005, nous avons procédé à une analyse de l'évolution temporelle des séquences du SPI, réparties en huit intervalles successifs de 4 années. La répartition de ces intervalles est présentée dans le Tableau 3.04.

Tableau 3.04 : Répartition des intervalles de temps pour le calcul des séquences du SPI

Période	Date de début	Date de fin
P 1	Septembre 1973	Août 1977
P 2	Septembre 1977	Août 1981
P 3	Septembre 1981	Août 1985
P 4	Septembre 1985	Août 1989
P 5	Septembre 1989	Août 1993
P 6	Septembre 1993	Août 1997
P 7	Septembre 1997	Août 2001
P 8	Septembre 2001	Août 2005

Après l'identification des séquences du SPI, la contribution des apports pluviométriques a été examinée. Cette analyse a pour objectif d'évaluer si les précipitations, pendant chaque période identifiée, sont concentrées sur une courte durée ou étalées sur une plus longue période.

### **3.1.2. Importance du suivi des événements extrêmes de précipitations à l'aide d'indices climatiques**

Bien que rares, les événements climatiques extrêmes constituent des facteurs majeurs de vulnérabilité pour les populations (Mara, 2010), ce qui suscite un vif intérêt au sein de la communauté scientifique. Parmi les différentes variables climatiques, le suivi de l'évolution des événements extrêmes de précipitations revêt une importance cruciale.

Pour mieux comprendre l'impact de ces précipitations extrêmes sur l'environnement, le développement d'indices climatiques est recommandé comme un outil à la fois simple et efficace permettant d'analyser les changements dans le temps et dans l'espace (Dubuisson & Moisselin, 2006; Gachon et al., 2005; Mara, 2010).

Dans ce contexte, plusieurs groupes d'experts ont élaboré des méthodologies standardisées pour le calcul de ces indices. C'est notamment le cas du projet ETCCDMI (Expert Team on Climate Change Detection and Indices) et du projet européen STARDEX (Statistical and Regional Dynamical Downscaling of Extremes for European Regions) (Domihio Japhet, 2018; Mara, 2010).

Le Programme mondial de recherche sur le climat (WCRP), à travers le groupe CLIVAR (Climate Variability and Predictability), en collaboration avec l'OMM (Organisation météorologique mondiale), a proposé une liste d'indices extrêmes calculés à partir de séries quotidiennes de précipitations et de températures. Ces indices permettent de caractériser la fréquence, l'intensité et la persistance des événements extrêmes. L'une des approches principales consiste à comptabiliser le nombre de jours, au cours d'une année, dépassant certains seuils caractéristiques (Domihio Japhet, 2018)

Dans le cadre de la présente étude, les indices de précipitations journalières ont été calculés à l'aide d'un programme développé sous Excel, plutôt qu'avec le package RClmDex proposé par l'ETCCDI (<http://etccdi.pacificclimate.org/>). En effet, ce dernier adopte l'année calendaire comme référence, tandis que notre analyse repose sur l'année hydrologique. Ainsi, tout en conservant les définitions normalisées fournies par l'ETCCDI, les calculs ont été réalisés à

l'aide de nos propres scripts Excel. Les indices utilisés dans cette étude (Zhang et al., 2018) sont les suivants :

- **NB CWD** : Nombre de jours consécutifs pluvieux (en jours),  
**SP CWD** : Somme des précipitations tombées pendant les NB CWD (en mm)
- **NB CDD** : Nombre de jours consécutifs secs
- **PRCPTOT** : Somme des précipitations journalières supérieures à 1 mm par an,  
**NB PRCPTOT** : Nombre de jours concernés
- **R10 / PRCP R10** : Nombre de jours avec précipitations > 10 mm, et leur somme annuelle
- **R20 / PRCP R20** : Nombre de jours avec précipitations > 20 mm, et leur somme annuelle
- **R25 / PRCP R25** : Nombre de jours avec précipitations > 25 mm, et leur somme annuelle
- **Rx1Day** : Pluie journalière maximale d'une année
- **Rx5Day** : Maximum des cumuls sur 5 jours consécutifs dans l'année
- **R95 NB / R95 PRCP** : Nombre de jours et cumul de pluie dépassant le 95e percentile
- **R99 NB / R99 PRCP** : Nombre de jours et cumul de pluie dépassant le 99e percentile

### 3.1.3. Relation entre les matières en suspension, débits liquide et solides :

Pour modéliser le transport solide en milieu naturel, la méthode la plus appliquée est la courbe de tarage (rating curve), qui représente la relation empirique entre le débit solide et le débit d'eau dans une section d'écoulement donnée de la rivière. Cette relation est habituellement définie par une loi de puissance (Vongvixay, 2012a) :

La modélisation du transport solide en milieu naturel repose souvent sur l'utilisation de courbes de tarage (rating curves), qui établissent une relation empirique entre le débit solide et le débit liquide dans une section donnée de cours d'eau. Cette relation est généralement exprimée par une loi de puissance (Vongvixay, 2012b; WOOD, 1977a) :

$$Q_s = aQ^{b+1} \quad (6) \text{ avec } Q_s = M_{es} * Q \quad (7)$$

Où ce qui revient au même :

$$M_{ES} = aQ^b \quad (8)$$

Où :

- $Q_s$  est le débit solide en (mg/s)
- $M_{ES}$  (C) est la concentration des matières en suspension en (mg/l ou g/l)
- $Q$  est le débit liquide (l/s ou m<sup>3</sup>/s)

Ces coefficients, bien qu'adimensionnels, ont fait l'objet d'interprétations diverses quant à leur signification physique. Selon (Asselman, 2000), ils ne possèdent pas de signification physique intrinsèque. À l'inverse, d'autres chercheurs ont attribué des interprétations fonctionnelles :

- (Morgan, 1995) considère le coefficient,  $a$ , comme un indice de sévérité de l'érosion: plus  $a$  est élevé, plus l'érosion est intense ou les matériaux sont facilement mobilisables.
- (Megnounif & Ghenim, 2016) relie la valeur de  $a$ , à la quantité de matières fines disponibles à l'état initial avant le lessivage des versants.
- Le coefficient  $b$  serait lié au pouvoir érosif du cours d'eau : selon (Laguionie, 2007), une valeur élevée de  $b$  implique qu'une faible augmentation du débit entraîne une forte hausse du transport solide. Pour (Morgan, 1995),  $b$  reflète également la multiplicité des sources de sédiments qui contribuent au flux total à mesure que le débit augmente.

Selon (Williams, 1989a), cinq classes communes de la relation entre  $C$  et  $Q$  sont à valeur unique (droite ou courbe), boucle dans le sens horaire, boucle dans le sens antihoraire, valeur unique plus une boucle et figure huit. Le mode graphique temporel et l'asymétrie influencent le type de relation, tandis que l'étalement temporel affecte les détails de la relation  $C$ - $Q$  particulière (sa largeur graphique, sa forme, son orientation et son emplacement tracé).

(Williams, 1989a) propose une approche fonctionnelle avec une typologie des relations entre la concentration en MES et le débit liquide ( $C$ - $Q$ ). Il distingue cinq formes principales :

- Relation  $C$ - $Q$  exprimée par une courbe,
- Relation  $C$ - $Q$  exprimée par une boucle
  - Boucle horaire (hystérésis dans le sens des aiguilles d'une montre),
  - Boucle antihoraire,
- Relation complexe combinant une courbe et une boucle ou bien deux boucles

Ces formes sont influencées par la dynamique temporelle de l'événement hydrologique, notamment :

- L'asymétrie du pic de crue,
- Le décalage temporel entre le pic de concentration en MES et celui du débit,
- L'étalement dans le temps, qui affecte la largeur, la forme, l'orientation et la position des courbes  $C$ - $Q$ .

Tableau 3.02 : les différentes classes de la relation C-Q

classe	Relation	C/Q critères	référence
I	ligne à valeur unique A. Une ligne droite	$(C/Q)_c \approx (C/Q)_d$ A. Pentes de deux sous-sections de l'ensemble les équations sont égales	(WOOD, 1977b)
	B. Courbe dont la pente augmente avec l'augmentation des valeurs de Q	B. Les pentes de deux sous-sections de la relation globale sont inégales - plus raides pour des valeurs de C plus élevées de Q	(WOOD, 1977b)
	C. Courbe dont la pente diminue avec l'augmentation des valeurs de Q	Pentes de deux sous-sections de la relation globale sont inégales - plus plates pour des valeurs de C plus élevées de Q	-
II	Boucle dans le sens horaire	$(C/Q)_c > (C/Q)_d$ Pour toutes les valeurs de Q	(Paustian & Beschta, 1979)
III	Boucle antihoraire	$(C/Q)_c < (C/Q)_d$ Pour toutes les valeurs de Q	(Axelsson, 1967)
IV	Une seule ligne plus une boucle	$(C/Q)_c \approx (C/Q)_d$ pour une plage de valeurs Q $(C/Q)_c >$ ou $(C/Q)_d$ pour l'autre plage de valeur Q	
V	Figure huit	$(C/Q)_c > (C/Q)_d$ pour une plage de valeurs Q $(C/Q)_c < (C/Q)_d$ pour l'autre plage de valeur Q	(Arnborg et al., 1967a)

$(C/Q)_c$  dans le graphe C-Q dans la partie de la crue ;  $(C/Q)_d$  dans le graphe C-Q dans la partie de la décrue ; en étant calculé à la même valeur de Q. Les tirets signifient qu'aucune référence n'est disponible.

### 3.1.4. Les lois de probabilités

L'estimation adéquate des événements hydrologiques extrêmes est primordiale en raison des risques importants associés à une connaissance insuffisante de ces événements. La disponibilité de bonnes estimations des événements hydrologiques extrêmes (tels que les crues et les étiages) est essentielle pour bien accomplir la conception des structures hydrauliques, la gestion de la qualité de l'eau et de l'habitat aquatique, ou la prévention des inondations. L'analyse fréquentielle des données hydrologiques est une approche couramment utilisée pour obtenir de telles estimations (Ouarda et al., 2012)

L'analyse des valeurs extrêmes a beaucoup d'applications en hydrologie. Elle est utilisée pour évaluer les risques d'inondation, pour l'élaboration de cartes d'inondations, la protection de la ressource et dangers hydrologiques (Guillou & Willems, 2006).

### 3.1.4.1. Loi généralisée des valeurs extrêmes :

L'étude de la fréquence des événements rares qui peuvent résulter de différents phénomènes (pluviométrie, crue, tremblement de terre...) constitue un problème majeur et de grand intérêt, car la prise en compte du risque dû à ces événements peut efficacement aider à éviter des réelles catastrophes.

(Jenkinson, 1955) a proposé la loi généralisée des valeurs extrêmes pour combiner les trois types de lois des valeurs extrêmes EV1 (GU), EV2 et EV3.

Les trois distributions peuvent être représentées sous une seule forme, appelée distribution des valeurs extrêmes généralisée. Lorsque la distribution du maximum converge vers l'une de ces trois distributions, on dit qu'elle appartient au domaine d'attraction maximum de Fréchet, Weibull ou Gumbel.

Gumbel (EV1) :

$$\Lambda(x) = \exp(-e^{-x}) \quad (9)$$

Fréchet (EV2) :

$$\Phi(x) = \begin{cases} 0 & x \leq 0 \\ \exp(-x^{-\alpha}) & x > 0 \end{cases} \quad \alpha > 0 \quad (10)$$

Weibull (EV3) :

$$\Psi_{\alpha}(x) = \begin{cases} \exp(-(-x^{-\alpha})x) & x \leq 0 \\ 1 & x > 0 \end{cases} \quad \alpha > 0 \quad (11)$$

La fonction de distribution de la loi GEV  $(\alpha, u, k)$  est telle que :

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left(1 - \frac{k(x-u)}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}-1} \exp\left[-\left(1 - \frac{k(x-u)}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}\right] \quad (12)$$

Avec les paramètres  $\alpha, u, k > 0$ .

La forme explicite de la fonction de distribution est donnée par :

$$f(x) = \exp\left[-\left(1 - k(x-u)/\alpha\right)^{\frac{1}{k}}\right] \quad (13)$$

Les distributions EV2 et EV3 sont déduites de la distribution GEV lorsque respectivement  $k < 0$  et  $k > 0$ . Quand,  $k$  tend vers 0, alors la distribution GEV tend vers la distribution Gumbel (Mario, 1993)

Les moments de cette loi sont :

La moyenne :

$$E(X) = u + \frac{\alpha}{k}(1 - \Gamma(k + 1)) \quad (14)$$

La variance :

$$Var(X) = \left(\frac{\alpha}{k}\right)^2 (\Gamma(2k + 1) - \Gamma^2(k + 1)) \quad (15)$$

Le coefficient d'asymétrie :

$$C_s = -\frac{|k-1| [\Gamma(1+3k) - 3\Gamma(1+2k)\Gamma(1+k) + 2\Gamma^3(1+k)]}{k [\Gamma(1+2k) - \Gamma^2(1+k)]^{\frac{3}{2}}} \quad (16)$$

A. Loi des Valeurs Extrêmes type I (EV1 ou Gumbel) :

La fonction de répartition d'une loi Gumbel est donnée par :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{x-\mu}{\alpha}}} \quad (17)$$

- Le terme  $u$  est la variable réduite de Gumbel.
- L'intervalle de variation de  $x$  est donc :  $x \in ] -\infty, +\infty [$
- $\mu$  est le paramètre de position (mode)
- $\alpha$  est le paramètre d'échelle différent de zéro et positif.

Moyenne :

$$m = \mu + 0,5772\alpha \quad (18)$$

Variance :

$$V = \frac{\pi^2\alpha^2}{6} \quad (19)$$

Le coefficient d'asymétrie est constant pour une loi Gumbel et est égale à 1.14. Si on considère la transformation réduite d'une loi Gumbel :

$$Y = (x - \mu)/\alpha \quad (20)$$

B. Loi des Valeurs Extrêmes type II (ou Fréchet) :

Connue aussi sous le nom de loi de Fréchet ou encore de loi Log-Gumbel, est donnée par :

$$f(x) = \exp \left[ - \left( 1 - \frac{k(x-\mu)}{\alpha} \right)^{\frac{1}{k}} \right] \quad (21)$$

Où  $k < 0$ ,  $\alpha > 0$ .

La distribution a trois paramètres :

$\mu$  est le paramètre de position,  $\alpha$  paramètre d'échelle et  $k$  paramètre de la forme qui est négatif.

La variable a une borne inférieure  $\mu + \frac{\alpha}{k}$  la densité de probabilité est (El-Adlouni et al., 2007):

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left(1 - \frac{x-\mu}{\alpha}\right) \exp \left[ - \left(1 - \frac{k(x-\mu)}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}} \right] \quad (22)$$

C. Loi des Valeurs Extrêmes type III (EV3 ou Weibull) :

La fonction de répartition à la probabilité de non dépassement est donnée par l'équation suivante :

$$Pr o b(X < x) = F(x) = 1 - \exp - \left( \frac{(x-b)^\gamma}{\alpha} \right) \quad (23)$$

Equation à trois paramètres b paramètre de position  $x \in [b, +\infty[$ ,  $\alpha$  et  $\gamma$  sont de paramètres de formes. La fonction de densité de probabilité :

$$f(x) = \frac{\gamma}{\alpha} (x-b)^{\gamma-1} \exp - \left( \frac{(x-b)^\gamma}{\alpha} \right) \quad (24)$$

Pour  $x > 0$ ,  $f(x) \geq 0$  et  $\int_b^\infty f(x) dx = 1$  donc f est une fonction de densité de probabilités

Estimation des paramètres :

Méthode des moments en utilisant la méthode de moyenne ou l'espérance mathématique :

$$m = \bar{X} = \int_0^\infty x f(x) dx = \int_0^\infty \frac{\gamma}{\alpha} (x-b)^{\gamma-1} \exp - \left( \frac{(x-b)^\gamma}{\alpha} \right) dx \quad (25)$$

On pose :

$$u = \frac{(x-b)^\gamma}{\alpha} du = \frac{\gamma}{\alpha} (x-b)^{\gamma-1} dx = du^{\frac{1}{\gamma}} + b \quad (26)$$

Alors :

$$E(x) = \alpha^{\frac{1}{\gamma}} \Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + b \quad (27)$$

La variance :

$$V_x = \int_0^\infty (x-m)^2 f(x) dx = \overline{x^2} - \bar{x}^2 \quad (28)$$

$$\overline{x^2} = \int_0^\infty x^2 f(x) dx = \int_0^\infty x^2 \frac{\gamma}{\alpha} (x-b)^{\gamma-1} \exp - \left( \frac{(x-b)^\gamma}{\alpha} \right) dx \quad (29)$$

$$\overline{x^2} = \int_0^\infty \left( \alpha^{\frac{1}{\gamma}} u^{\frac{1}{\gamma}} + b \right)^2 \exp(-u) du \quad (30)$$

Donc :

$$\overline{x^2} = \int_0^\infty \alpha^{\frac{2}{\gamma}} u^{\frac{2}{\gamma}} e^{-u} + \int_0^\infty 2b\alpha^{\frac{1}{\gamma}} u^{\frac{1}{\gamma}} e^{-u} + \int_0^\infty b^2 e^{-u} du = \alpha^{\frac{2}{\gamma}} \Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right) + 2b\alpha^{\frac{1}{\gamma}} \Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + b^2 \quad (31)$$

$$\text{ainsi, } V_x = \alpha^{\frac{2}{\gamma}} \left( \Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right) - \Gamma^2\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) \right) \quad (32)$$

Coefficient d'asymétrie :

$$C_s = \frac{1}{(x-1)(x-2)} \sum_{i=1}^N \left( \frac{x-m}{\sigma} \right)^3 \text{ et } C_s = \int_0^\infty \left( \frac{x-m}{\sigma} \right)^3 f(x) dx \quad (33)$$

$$C_s = \frac{1}{\sigma^3} \int_0^\infty \left( \alpha^{\frac{1}{\gamma}} u^{\frac{1}{\gamma}} + b - \alpha^{\frac{1}{\gamma}} \Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) - b \right)^3 e^{-u} du \quad (34)$$

$$C_s = \frac{\alpha^{\frac{3}{\gamma}}}{\sigma^3} \left( \Gamma\left(\frac{3}{\gamma} + 1\right) - 3\Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right)\Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + 2\Gamma^3\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) \right) \quad (35)$$

$$\text{on a : } \sigma^3 = V_x^{\frac{3}{2}}$$

$$C_s = \frac{\Gamma\left(\frac{3}{\gamma} + 1\right) - 3\Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right)\Gamma\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) + 2\Gamma^3\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right)}{\left( \Gamma\left(\frac{2}{\gamma} + 1\right) - \Gamma^2\left(\frac{1}{\gamma} + 1\right) \right)^{\frac{3}{2}}} \quad (36)$$

#### 3.1.4.2. La loi Gamma :

Pour une fonction de distribution de probabilité continue (PDF) à deux paramètres avec un paramètre de forme (k) et un paramètre d'échelle (θ), alors que le paramètre de forme peut être noté α = k, un paramètre d'échelle inverse peut être noté β = 1 / θ (Gamage et al., 2013).

La fonction de distribution de cette loi est la suivante :

$$f(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)\beta^\alpha} x^{\alpha-1} e^{-\frac{x}{\beta}} \quad (37)$$

Γ(α) est une factorielle généralisée qui peut être représentée par Γ(α) = (α - 1)!, si α est un entier positif. La fonction gamma pour les arguments (α) entre 0 et 1 peut être trouvée à partir de tables mathématiques standard (Gamage et al., 2013).

Estimation des paramètres :

Une fois la distribution sélectionnée, l'étape suivante consiste à estimer ses paramètres. Les méthodes les plus couramment utilisées pour déterminer ces paramètres incluent la méthode des moments, le maximum de vraisemblance et les moments pondérés par probabilité. L'estimation des paramètres de distribution consiste à assimiler les moments théoriques de la

distribution aux moments estimés de l'échantillon. Pour la distribution gamma, les deux premiers moments théoriques sont les suivants :

$$\mu = \alpha \beta \quad (38)$$

$$\sigma^2 = \alpha \beta^2 \quad (39)$$

Remplacement de  $\mu$  et  $\sigma^2$  dans ces équations par échantillon estimé  $\bar{\sigma}^2$  et  $s^2$ , les paramètres gamma devient :

$$\hat{\alpha} = \frac{\bar{x}}{s^2} \text{ et } \hat{\beta} = \frac{s^2}{\bar{x}} \quad (40)$$

### **3.1.5. Outils d'analyse statistique et géospatiale pour l'étude des régimes hydroclimatiques**

L'analyse des données a été réalisée à l'aide de XLSTAT, SciPy et QGIS, trois outils statistiques complémentaires largement utilisés en recherche scientifique et en ingénierie, notamment pour le traitement des séries temporelles de précipitations et de débits.

XLSTAT, intégré à Microsoft Excel, offre plus de 200 outils statistiques, allant des plus classiques aux plus avancés. SciPy, bibliothèque Python open source de référence pour le calcul scientifique, dispose du module `scipy.stats`, particulièrement adapté à l'analyse des données hydroclimatiques. Il propose une large gamme de distributions de probabilité et de tests statistiques permettant de détecter des changements significatifs dans les régimes pluviométriques. Dans cette étude, SciPy a été mobilisé pour ajuster plusieurs lois de probabilité aux paramètres hydro pluviométriques, notamment les lois de Gumbel, log-normale, Pearson de type III, Weibull, et GEV (Generalized Extreme Value), fréquemment utilisées pour modéliser les événements extrêmes et appuyer la gestion des ressources en eau. Par ailleurs, QGIS, logiciel libre de traitement de données géospatiales, s'est révélé essentiel pour la visualisation et l'analyse spatiale. QGIS propose des outils puissants tels que l'interpolation spatiale (Krigage, IDW), l'analyse temporelle pour la création d'animations, ainsi que le traitement de données raster, ce qui en fait un allié précieux pour l'étude des phénomènes hydrologiques.

## **4. Chapitre 04 : Variabilité des précipitations et des écoulements**

Le bassin versant de la Mekerra est contrôlé par trois stations hydrométriques installées sur le cours d'eau principal. L'étude des paramètres hydroclimatiques est menée sur les bassins drainés aux stations hydrométriques. La partie amont, haute Mekerra, draine une surface de 903 km<sup>2</sup>. Elle est contrôlée par la station hydrométrique 11-01. La moyenne Mekerra a une surface de 1839 km<sup>2</sup> à la station n°11-02. La totalité du bassin drainé à la station hydrométrique 11-03 représente 2920 km<sup>2</sup>. Elle englobe la haute, moyenne et basse Mekerra. Pour les 3 bassins, le positionnement de l'exutoire à la station hydrométrique a permis d'identifier les lignes de crêtes limitant l'espace géographique des 3 parties, haute, moyenne et bassin de la Mekerra. Une cartographie est générée à partir des modèles numériques de terrain MNT en utilisant le logiciel QGIS, téléchargeable depuis le site web <https://earthdata.nasa.gov> (ASTGTM Version 3). Les cartes définies avec une résolution de 30 m sont faites sous les extensions spatiales : analyse hydrologique, remplissage, direction de flux, accumulation des flux, création d'un point de l'exutoire, bassin versant du (figure 4.1).

### **4.1. Cartographie des précipitations**

L'objectif de la représentation spatiale des précipitations est de visualiser l'évolution spatiale des précipitations sur plusieurs années et de décrire ainsi la dynamique des pluies dans la région d'Oued Mekerra.

### 4.1.1. Pluies Annuelle

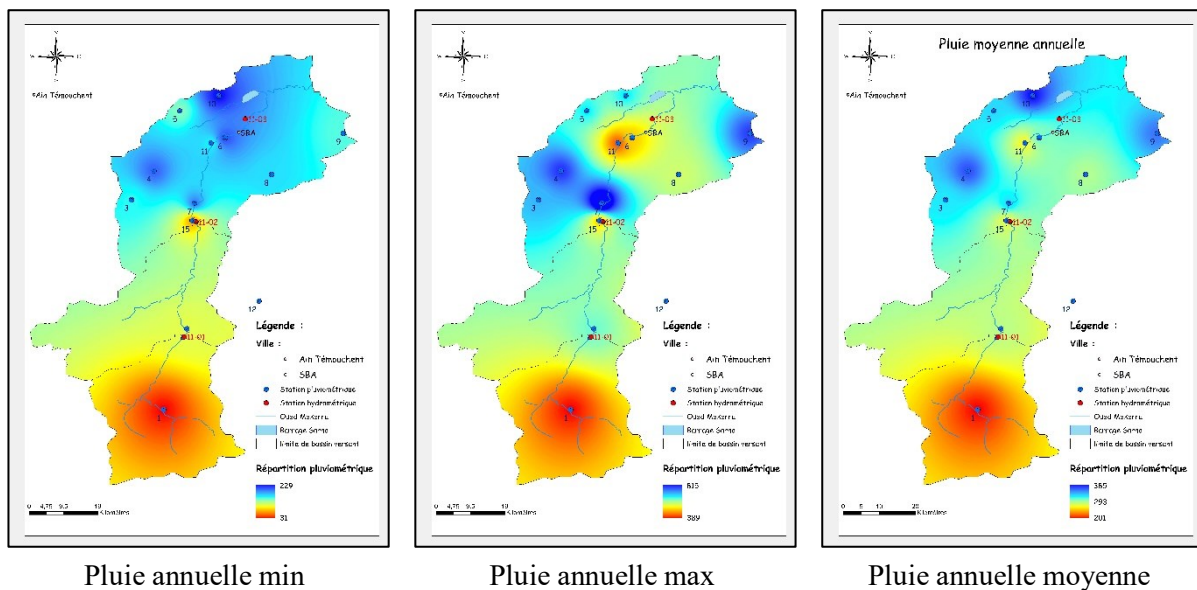
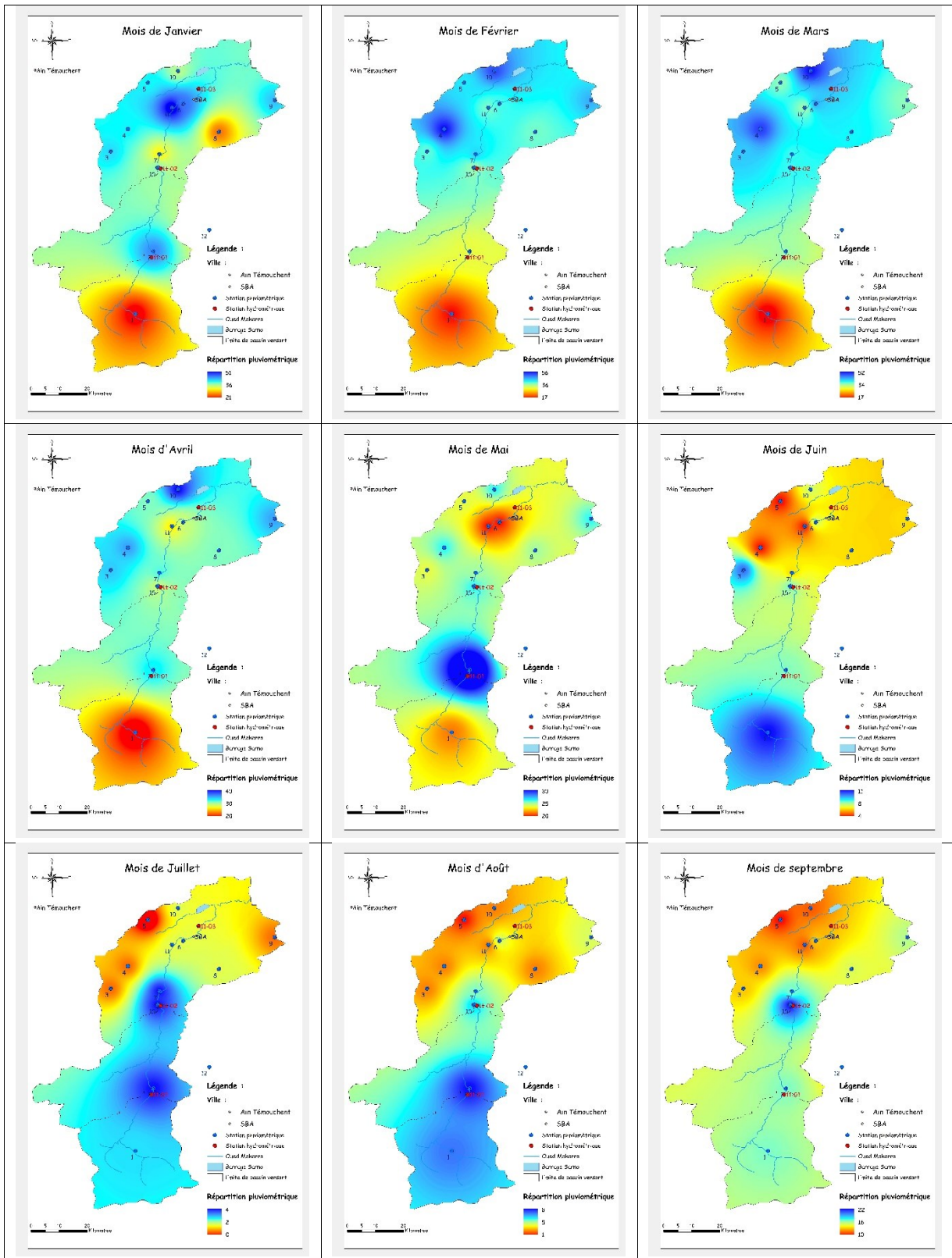


Figure 4.1 : Répartition spatiale des précipitations annuelle (Moyenne, maximale et minimale) dans le bassin versant de Mekerra

L'analyse de la distribution spatiale de la pluviométrie interannuelle moyenne, ainsi que celle des années la plus sèche et la plus humide, révèle que la région nord du bassin versant, correspondant à la partie aval, reçoit les précipitations les plus importantes. Cette zone bénéficie d'apports pluviométriques conséquents tout au long de l'année. Les localités de Tabia, Sidi Ali Boussidi et Tassala se distinguent particulièrement par des cumuls annuels élevés, traduisant une concentration notable de pluies intenses. En revanche, la partie sud du bassin demeure nettement moins arrosée, quelle que soit la période de l'année, ce qui reflète une forte variabilité spatiale des précipitations à l'échelle du bassin versant.

### 4.1.2. Pluies mensuelles

Les cartes de distribution spatiale des précipitations mensuelles montrent que, pour les mois de mai, juin, juillet et août, la majeure partie des précipitations se concentre dans la partie sud du bassin versant, avec des moyennes mensuelles respectivement de 26 mm, 9 mm, 3 mm et 8 mm. Ces mois correspondent à la période estivale, caractérisée par des précipitations rares et faibles. Au début de l'automne, les précipitations restent modestes et affectent principalement le centre du bassin. En octobre, une intensification des pluies est observée, impactant principalement le Nord-Est du bassin versant. Durant le reste de l'année, une distribution spatiale plus uniforme des précipitations est observée, avec des apports plus importants dans la partie nord du bassin.



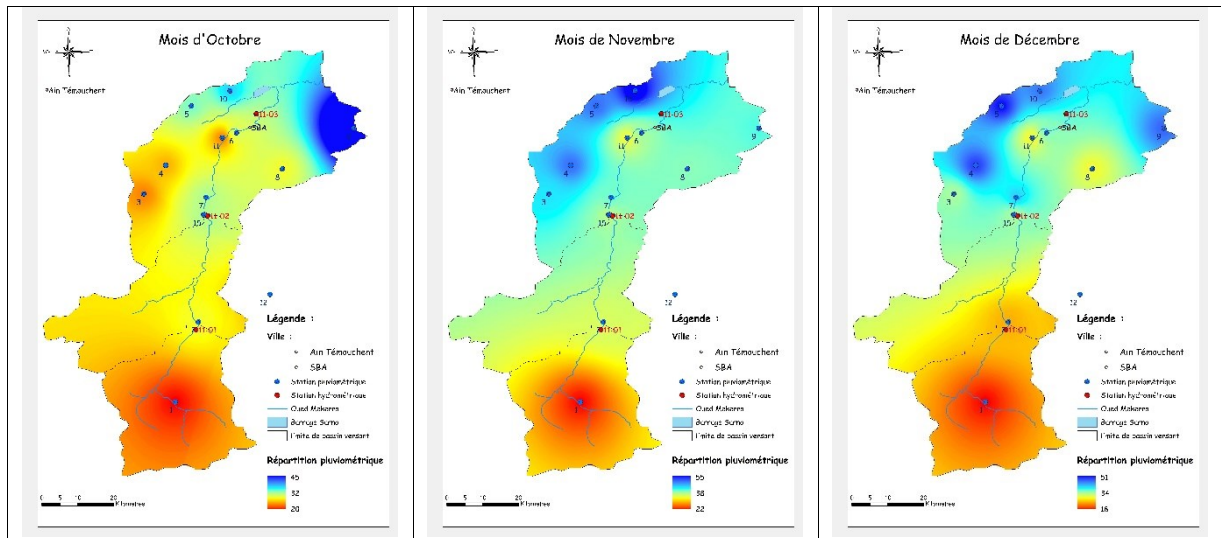


Figure 4.2 : Répartition spatiale des précipitations mensuelles moyenne dans le bassin versant de Mekerra

## 4.2. Répartition spatiale des pluies de bassin

L'analyse de l'évaluation des contributions de la pluie au bassin de la Mekerra est réalisée sur la base de 15 relevés ponctuels qui correspondent aux stations météorologiques, dont 12 sont situées à l'intérieur du bassin et 3 à ses alentours. La période de référence pour ces mesures s'étend de septembre 1973 à août 2005. Le bassin de l'Oued Mekerra est caractérisé par sa vaste superficie et sa grande diversité orographique, ce qui rend l'estimation de la moyenne spatiale des précipitations via la moyenne arithmétique inadaptée et incapable de refléter précisément l'apport au bassin versant (Bayraktar et al., 2005; Mokadmi & Cherif, 2019). Ainsi, les approches graphiques sont privilégiées par rapport à l'arithmétique, car elles fournissent des moyennes pondérées, où chaque mesure se voit attribuer un poids distinct établi sur sa position et la disposition des points voisins. Plusieurs techniques d'interpolation spatiale ancrées dans des démarches géométriques ont été élaborées, comme le polygone de Thiessen, les isohyètes ou encore le krigeage. Toutefois, compte tenu de la rareté des stations de mesure de la pluie, l'approche des polygones de Thiessen paraît être la plus adaptée. Cette méthode a été réalisée grâce à les extensions Analyse Tools, Proximity et Create Thiessen Polygon du logiciel ArcMap 10.3. À chaque observation ponctuelle, la hauteur de pluie  $P_i$  enregistrée à une station  $St(i)$  se voit attribuer un coefficient établi sur le ratio de deux superficies,  $S_i/S$ , où  $S$  représente la superficie totale du bassin versant et  $S_i$  désigne l'aire réceptrice délimitée par le polygone dont les côtés correspondent aux lignes médianes séparant la station  $St(i)$  des stations voisines situées à sa proximité (Figure 4.3). La moyenne spatiale par la méthode de Thiessen est donnée par l'équation :

$$P = \frac{\sum P_i x S_i}{S}$$

Les surfaces réceptives des stations pluviométriques sont représentées dans la figure 4.3 et le tableau 4.1. La haute Mekerra est contrôlée par 2 stations pluviométriques, la moyenne par 04 stations et la basse Mekerra par les 15 stations.

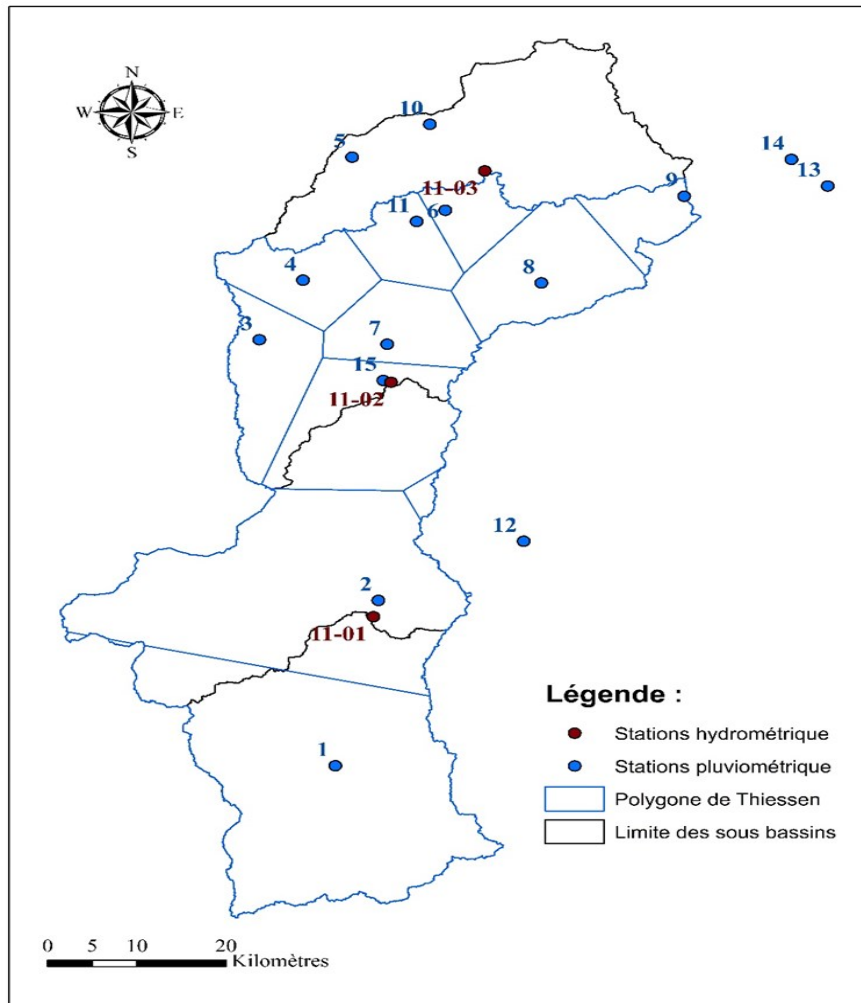


Figure 4.3: Découpage du bassin d'Oued Mekerra en zones réceptrices de pluie par la méthode des polygones de THIESSEN

Tableau 4.1 : Superficies des polygones dans les trois parties du bassin versant de la Mekerra

N° de la station	Nom de la station	Si [Km <sup>2</sup> ]			Si/S [%]
		Haute Mekerra	Moyenne Mekerra	Basse Mekerra	
1	Ras El Ma	787,1	865	865	29,60%
2	Haçaïba	115,6	763,5	763,5	26,10%
3	Hassi Zahana	0	0	171,7	5,90%
4	Sidi Ali Boussidi	0	0	144,2	4,90%
5		0	0	0	0%
6	SBA	0	0	84,8	2,90%
7	Tabia	0	0	153,3	5,20%
8	Hassi Dahou	0	0	233,1	8,00%
9	Mostefa Ben Brahim	0	0	82,5	2,80%
10		0	0	0	0%
11	Sidi Lahcen	0	0	102,7	3,50%
12	Telagh	0	14,1	14,1	0,50%
13		0	0	0	0%
14		0	0	0	0%
15	Sidi Ali Benyoub	0	195,9	305,2	10,50%
Surface totale (Si T)		902,7	1838,5	2920,1	100%

Durant la période allant de septembre 1973 à août 2005, le bassin versant de la Mekerra a reçu une pluviométrie annuelle moyenne estimée à 255 mm. La haute, moyenne et basse Mekerra ont respectivement reçu 212, 249 et 273 mm de pluie. Globalement, la Haute Mekerra est la moins arrosée, avec 44 mm de moins par rapport à la moyenne de l'ensemble du bassin, soit environ 17 % de moins. En revanche, la basse Mekerra présente un surplus moyen de 18 mm par rapport à l'ensemble du bassin, soit environ 7 % de plus. Les années 1976 et 1986 ont été

particulièrement exceptionnelles, surtout pour la haute Mekerra (Figure 4.4). L'année 1976 a été extrêmement sèche, avec une hauteur de précipitations inférieure à la moyenne spatiale de la haute Mekerra, diminuée de deux fois l'écart type. En revanche, l'année 1986 a été exceptionnellement humide, avec une hauteur de précipitations annuelle dépassant la moyenne, augmentée de deux fois l'écart type. Pour la moyenne et basse Mekerra, l'année 1976 a également été sèche, tandis que l'année 1986 a été humide. Ces résultats corroborent les recherches menées sur l'Afrique du Nord, qui confirment qu'une phase d'aridité sévère a eu lieu au milieu des années 1970 (Megnounif & Ghenim, 2016; Tardy & Probst, 1992).

Les fluctuations temporelles des apports pluviométriques annuels sont globalement similaires dans les trois zones du bassin (Haute, Moyenne et Basse Mekerra). Cependant, les droites de régression montrent des tendances différentes, indiquant une réduction annuelle d'environ 11,5 mm par décennie, soit une diminution de 4 % par rapport à la moyenne interannuelle. En revanche, la Haute Mekerra montre une tendance à la hausse, avec une progression décennale de 23 mm, ce qui correspond à un accroissement relatif de 11 %. Les apports de précipitations à la moyenne Mekerra semblent, quant à eux, relativement stables. En ce qui concerne la variabilité annuelle des pluies, exprimée par le coefficient de variation, celle-ci est forte à modérée et diminue de 33 % dans la partie haute du bassin à 26 % dans la partie centrale, pour atteindre 22 % dans la partie basse. Le graphique (Figure 4.4) montre que l'irrégularité des précipitations s'est accentuée à partir des années 1980. Ce résultat est confirmé par les recherches menées sur les pays autour de la Méditerranée, qui indiquent que l'irrégularité des pluies s'est intensifiée à partir des années 1980, surtout dans la partie occidentale du bassin méditerranéen.

— Haute Mekerra	$y = 2,37x - 4508 ; R^2=0,102$
— Moyenne Mekerra	$y = 0,50x - 751 ; R^2=0,0054$
— Basse Mekerra	$y = -1,14x + 2545 ; R^2=0,032$

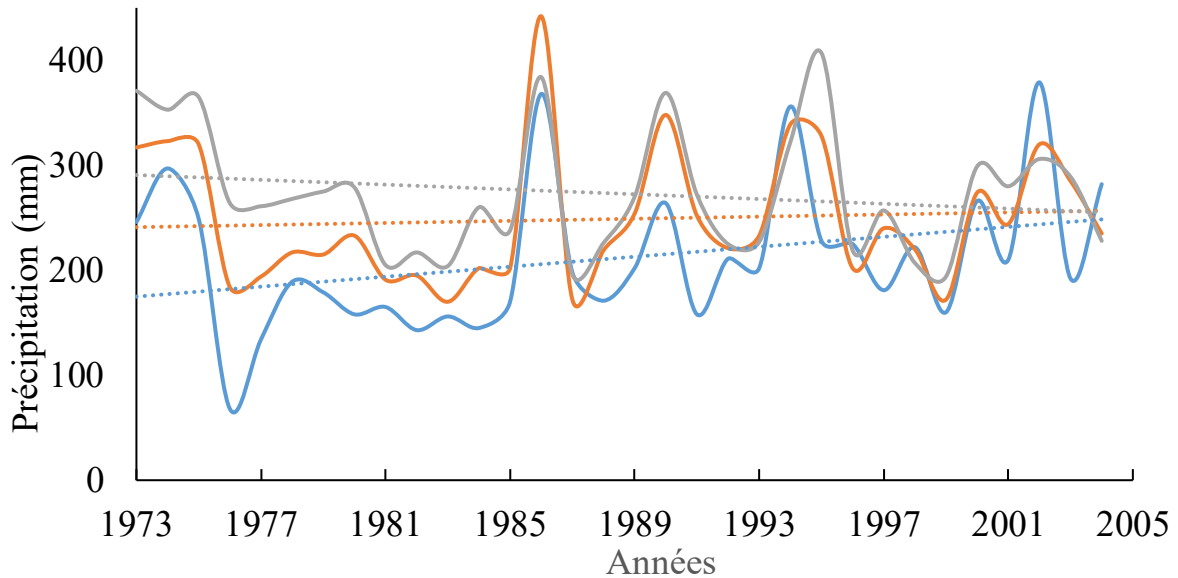


Figure 4.4: Evolution de la pluie moyenne spatiale annuelle dans les trois parties, haute, moyenne et basse Mekerra (septembre 1973 à août 2005)

### 4.3. Stationnarité des séries de précipitation et d'écoulement :

Dans les trois sous-bassins de la Mekerra, les séries chronologiques des précipitations, des écoulements, du coefficient de ruissellement (CR, en %) et du débit journalier maximal annuel ( $Q_j \text{ max}$ ) ont été soumises à une analyse de stationnarité. Pour ce faire, la méthode des cumuls simples, couramment utilisée pour évaluer la stationnarité des séries temporelles, a été appliquée, en s'inspirant des travaux de (Searcy & Hardison, 1960) sur l'analyse statistique des séries hydrologiques (Ghenim & Megnounif, 2013; Megnounif & Ghenim, 2016).

L'analyse de stationnarité des quatre séries révèle une rupture de stationnarité dans les trois secteurs du bassin. Ces ruptures indiquent des changements de tendance d'ampleur variable, reflétant des fluctuations marquées dans le fonctionnement hydrologique à partir des années 1980. Les séries des précipitations annuelles montrent une perte d'homogénéité dans les parties Haute et Moyenne Mekerra. La date de rupture a eu lieu au milieu des années 1980. Après cette période de rupture, une hausse des apports pluviométriques est observée. L'apport excédentaire peut être estimé par la comparaison des pentes des droites de tendance avant et après la rupture,

en prenant la période antérieure comme référence. Ainsi, on observe une augmentation de la pluviométrie de 45 % dans la Haute Mekerra et de 24 % dans la Moyenne Mekerra.

Les volumes écoulés présentent une dynamique similaire à celle des précipitations, montrant une perte d'homogénéité accompagnée par une hausse notable des écoulements. Toutefois, la rupture est décalée vers la fin des années 1980. La tendance des écoulements en amont, notamment dans la Haute Mekerra, est particulièrement instable et caractérisée par de multiples ruptures. L'augmentation des apports en eau dans cette zone a été spectaculaire, atteignant 121 %, contre 27 % dans la Moyenne Mekerra. Dans la Basse Mekerra les apports semblent stationnaires.

Le coefficient de ruissellement, indicateur clé de l'intensité du ruissellement de surface, connaît lui aussi une augmentation significative dans la Moyenne et Basse Mekerra. La tendance générale suit celle des écoulements, à l'exception de la Haute Mekerra, où la rupture de stationnarité n'est apparue qu'au milieu des années 1990, soit une décennie après celles observées pour les précipitations et les écoulements. Dans la Moyenne Mekerra, le coefficient de ruissellement a augmenté de près de 82 % et 25% dans la Basse Mekerra.

Par ailleurs, la perte d'homogénéité observée dans les séries temporelles du débit journalier maximal annuel est observée sur l'ensemble du bassin. Les dates de rupture coïncident avec celles des précipitations, identifiées autour du milieu des années 1980. Après ces ruptures, les débits maximaux ont fortement augmenté : +96 % dans la Haute Mekerra et de +217 % dans la Moyenne Mekerra. Par effet de cumul englobant l'ensemble du bassin, la hausse observée à la Basse Mekerra est de +610 %. Ces évolutions traduisent une élévation marquée du risque d'inondation dans les trois sous-bassins (Afra et al., 2025).

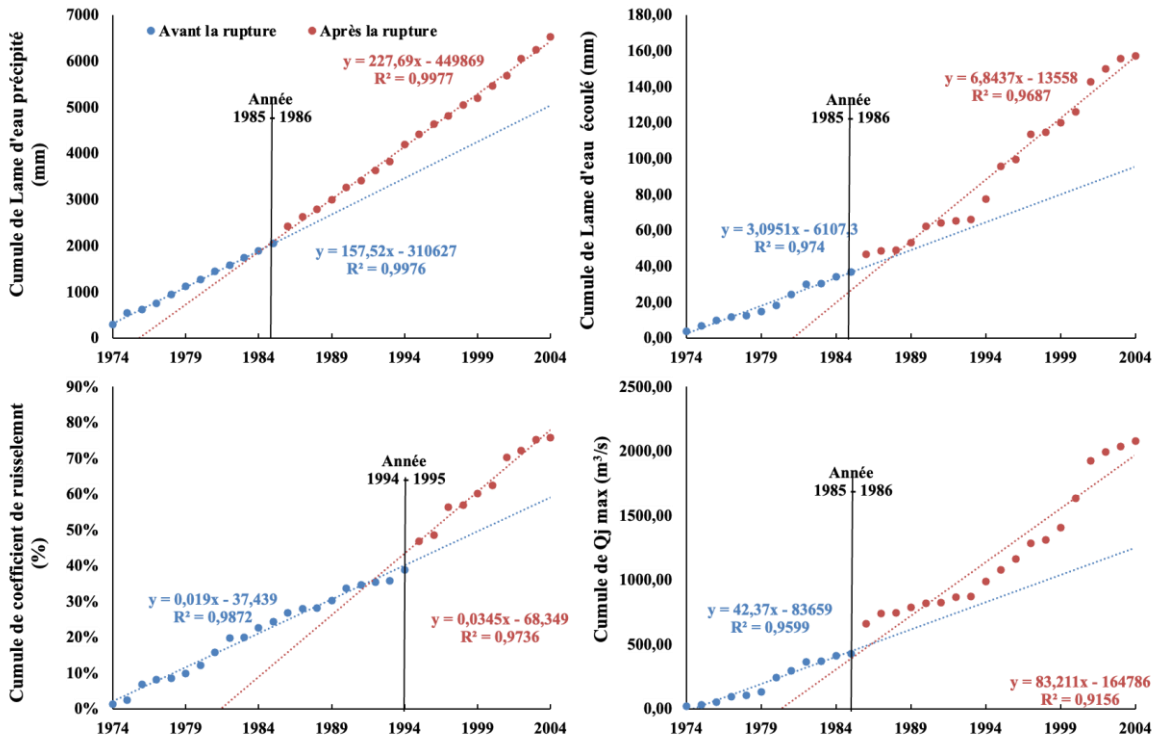


Figure 4.5 : Courbes simples cumuls des séries temporelles : pluie interannuelle, lame d'eau écoulée, coefficient de ruissellement et Qj max (débit journalier maximal annuel) dans la haute Mekerra

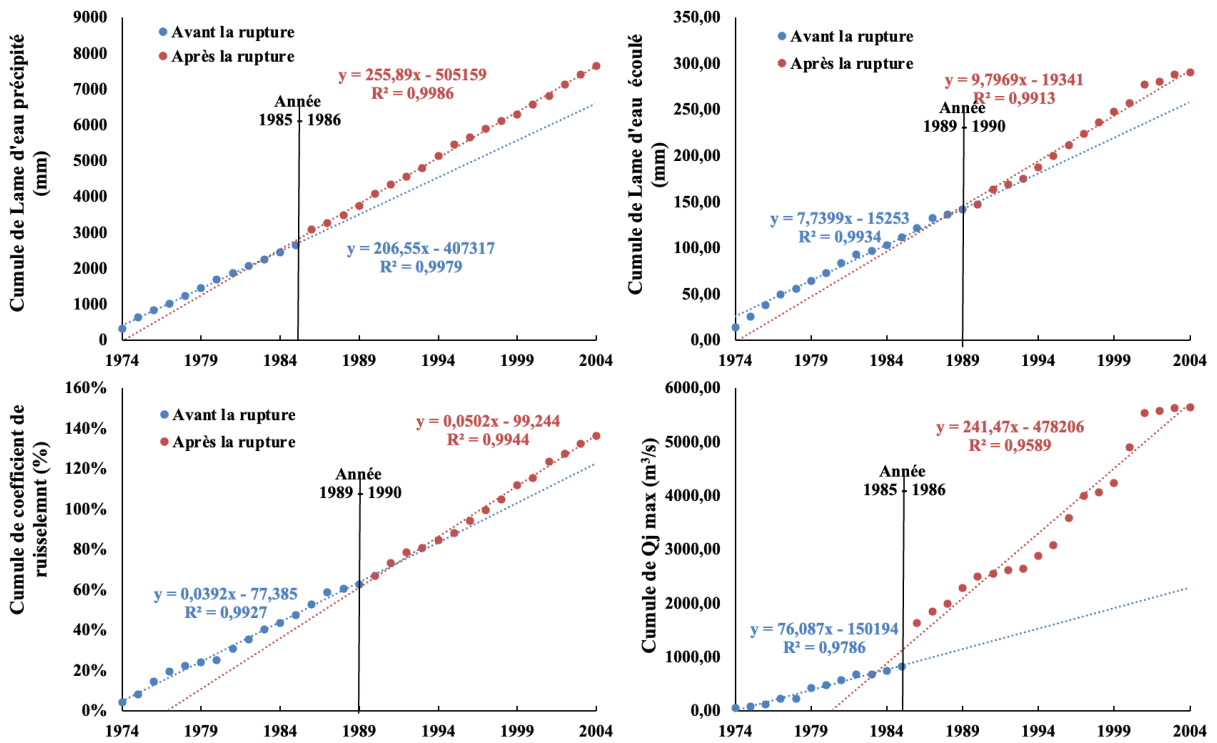


Figure 4.6 : Courbes simples cumuls des séries temporelles : pluie interannuelle, lame d'eau écoulée, coefficient de ruissellement et Qj max (débit journalier maximal annuel) dans la moyenne Mekerra

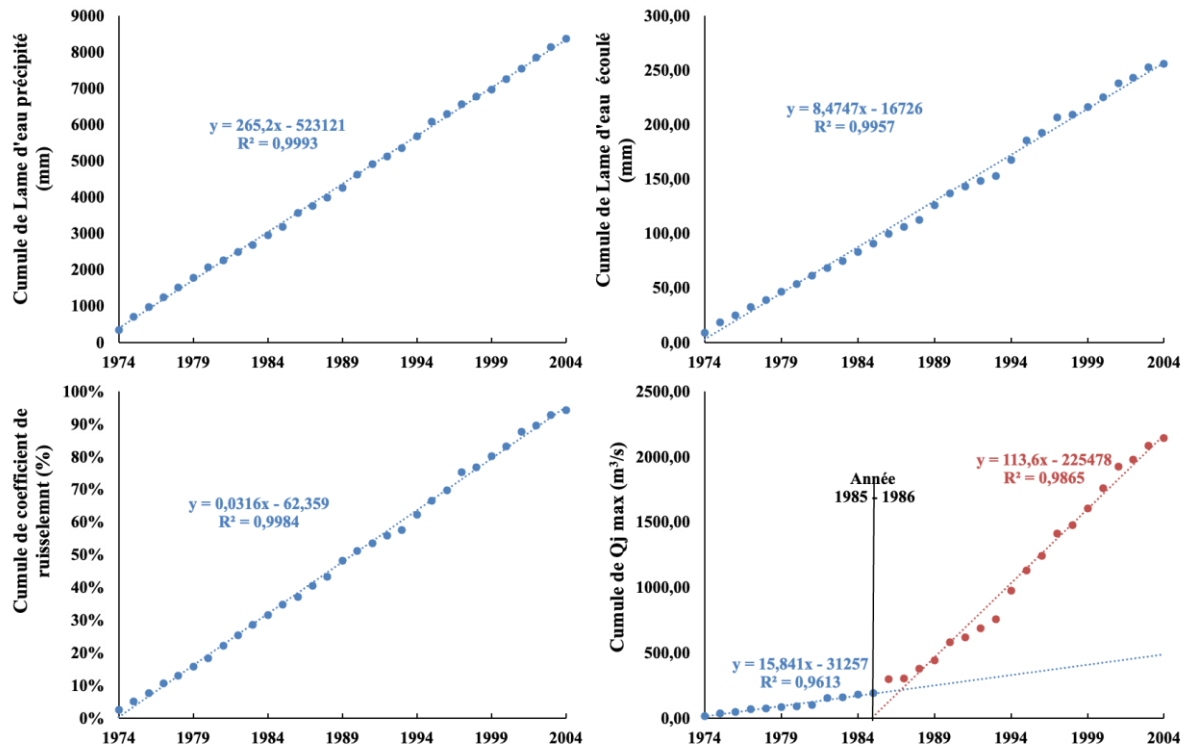


Figure 4.7 : Courbes simples cumuls des séries temporelles : pluie interannuelle, lame d'eau écoulée, coefficient de ruissellement et Qj max dans la basse Mekerra

Les résultats montrent une perte d'homogénéité dans les séries de pluies annuelles et lames d'eau écoulées dans la Haute et Moyenne Mekerra après les années 1980, avec une hausse notable des précipitations et des écoulements. En effet, depuis les années 1980, de nombreuses régions du monde ont observé des modifications des régimes de précipitations, principalement liées au réchauffement climatique. Les phénomènes tels que El Niño ou la variabilité climatique peuvent entraîner une redistribution des pluies, avec des périodes de sécheresse prolongées suivies de pics de précipitations. Ce type de changement pourrait expliquer l'augmentation significative des pluies et des débits dans ces deux parties du bassin (IPCC, 2014; Trenberth et al., 2007). Les études sur les changements climatiques en Afrique du Nord ont également montré une tendance à la hausse des précipitations extrêmes et une variation accrue de l'intensité des pluies dans cette région depuis les années 1980 (Bates et al., 2008)

Par ailleurs, les événements climatiques extrêmes (pluies intenses, orages violents) se sont intensifiés au cours des dernières décennies en raison du réchauffement qui affecte le bassin méditerranéen, entraînant une variation plus marquée de l'intensité des pluies. Ces épisodes extrêmes se manifestent souvent par des pics de précipitations suivis de périodes plus sèches, affectant l'homogénéité des séries de données. Des études récentes indiquent que les pluies

extrêmes ont doublé en fréquence dans de nombreuses régions méditerranéennes depuis la fin du XXe siècle (Schmidli & Frei, 2005).

Les zones en aval (Basse Mekerra) sont moins sensibles aux variations brusques de climat et de précipitations que les zones en amont (Haute et Moyenne Mekerra). La modération du climat par la topographie et la végétation en aval peut limiter l'impact des changements climatiques et favoriser une stabilité relative des séries hydrologiques. Selon (Zhao et al., 2016), les zones de plaine et de basse altitude sont souvent plus homogènes dans leur répartition des précipitations, car elles sont moins influencées par les phénomènes de convection qui sont plus marqués en altitude. De plus, dans les zones en aval, les écoulements peuvent être davantage influencés par un équilibre entre les apports en eau (pluies, ruissellement) et les pertes (évaporation, infiltration), ce qui peut empêcher des variations importantes des débits et des coefficients de ruissellement à court terme. La stabilité des pluies dans la Basse Mekerra pourrait refléter un effet tampon des grands réservoirs naturels ou des zones humides dans la partie aval. Des recherches sur l'hydrologie des bassins versants ont démontré que les grandes zones de réservoirs souterrains ou les plaines inondables jouent un rôle clé dans la régulation de l'écoulement en aval (Oudin et al., 2008)

Les séries de débits journalier maximal annuel montrent une sensibilité accrue dans la partie aval avec des hausses particulièrement marquées après les années 1980. Les zones aval du bassin peuvent être particulièrement sensibles aux changements de régimes hydrologiques, notamment en raison de la concentration des apports en eau. Les écoulements amplifiés dans les zones amont peuvent entraîner une forte augmentation des débits dans les zones aval, amplifiant le risque d'inondation.

#### **4.4. Fluctuation et tendance des précipitations**

Les apports pluviométriques observés dans les 15 stations d'étude ont été soumis au test de Mann-Kendall pour analyser les tendances temporelles. À l'échelle annuelle, le coefficient de Mann-Kendall a été calculé et comparé pour les séries de pluies interannuelles (Pann), les précipitations journalières maximales annuelles (Pjmax), ainsi que pour la contribution de ces précipitations maximales à l'apport annuel (Contribution =  $P_{jmax} / P_{ann}$ ). Le même raisonnement a été appliqué à l'échelle mensuelle, en calculant et en comparant le coefficient pour les séries de pluies mensuelles (Pm), les pluies journalières maximales mensuelles (Pjmax), et la contribution mensuelle ( $P_{jmax} / P_m$ ).

#### 4.4.1. Tendance annuelle

L'analyse à l'échelle annuelle met en évidence divers tendances (Figure 4.8). Concernant les précipitations annuelles (Pann), de nombreuses stations montrent un tau de Kendall,  $\tau$ , négatif, impliquant une tendance générale à la diminution des précipitations dans le bassin de la Mekerra au fil du temps. Cette diminution pourrait être les conséquences de changements climatiques régionaux ou d'autres facteurs environnementaux. Toutefois, des stations comme la Station 1 affichent des tendances positives modérées, signalant une variabilité spatiale dans les variations des précipitations annuelles.

Pour ce qui est des maxima quotidiens de pluie annuelle (Pj max), les tendances paraissent généralement suivre celles de la pluie annuelle, avec une prédominance de coefficients de Mann-Kendall négatifs. Ceci indique une diminution de la fréquence des pluies intenses dans la région. Cependant, des stations comme les stations 9 et 11 montrent des valeurs positives, bien que minimales, signifiant une possible augmentation locale de l'intensité ou de la fréquence des événements extrêmes dans ces zones. Ces irrégularités pourraient découler d'effets locaux influencés par des facteurs géographiques ou climatiques spécifiques.

L'apport des précipitations maximales quotidiennes aux totaux annuels, se distinguent globalement par des coefficients positifs. Cela signifie que, malgré une diminution des précipitations annuelles, les événements de pluie extrême jouent un rôle de plus en plus significatif dans le bilan hydrologique. En d'autres termes, la concentration accrue des précipitations sur un nombre restreint de jours amplifie le danger d'effets hydrologiques tels que les inondations ou les phases prolongées de sécheresse entre les épisodes. Ces résultats mettent en évidence une variabilité spatiale marquée et parfois très localisée. Par exemple, la station 13 indique une contribution significative des précipitations maximales représentant près de 33%, alors que la station avoisinante, n°14, reçoit des précipitations équivalentes mais ne montre qu'une faible contribution de l'ordre de 3,4%. On peut imputer cette diversité géographique à des microclimats, des variations de la topographie ou des spécificités locales influençant la dynamique des précipitations.

En bref, l'étude souligne une tendance globale à la baisse des précipitations dans le bassin de la Mekerra, couplée à une intensification des précipitations durant les phénomènes extrêmes. Ces changements, couplés aux variations climatiques et aux changements naturels de climat, nécessitent une mise à jour des politiques de gestion de l'eau, surtout pour minimiser les impacts sur l'agriculture, la biodiversité et les populations locales.

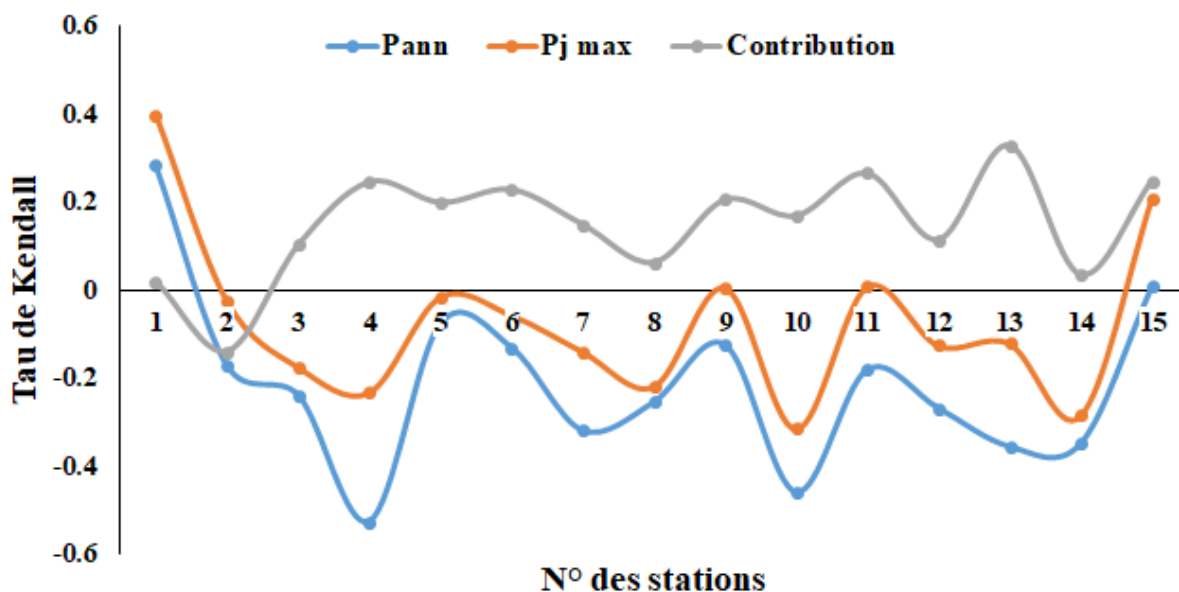


Figure 4.8 : Tau de Kendall correspondant aux Pann, Pj max et contribution des précipitations journalière maximale annuelle dans l'apport annuel par station

#### 4.4.2. Tendence Mensuelle

Les tests de Mann-Kendall ont été appliqués aux données de 15 stations pluviométriques du bassin de la Mekerra, afin d'analyser les tendances mensuelles des précipitations moyennes (Pm), des précipitations journalières maximales (Pj max) et de leur contribution relative aux totaux mensuels.

##### Janvier

Les précipitations mensuelles affichent une forte variabilité spatiale, avec un maximum de 161,7 mm enregistré à Sidi Ali Boussidi, contre une moyenne générale de 37 mm. Les maximas journaliers atteignent 59,6 mm à Sidi Lahcen, pour une moyenne de 14 mm. Une tendance à la hausse des Pm et Pj max est observée dans 9 stations, notamment à Hassi Dahou (+0,167). Toutefois, la contribution des Pj max aux totaux mensuels diminue dans 11 stations, avec une baisse marquée à Tabia (-0,292), traduisant une redistribution des épisodes pluvieux.

##### Février

Les précipitations enregistrées en février témoignent d'une forte variabilité, tant en intensité qu'en répartition spatiale. Le cumul mensuel atteint 129,4 mm à Sidi Ali Boussidi, contre une moyenne régionale de 34 mm. Les maximas journaliers culminent à 60,6 mm à Sidi Lahcen. Une tendance haussière des précipitations mensuelles (Pm) est notée dans 10 stations,

notamment à Hassi Zahana (+0,220), tandis que les maxima journaliers (Pj max) affichent une hausse dans 11 stations. La contribution relative des Pj max, en revanche, diminue dans 9 stations, indiquant une tendance vers une répartition plus uniforme des précipitations au cours du mois, bien que les épisodes extrêmes restent localement marqués.

### **Mars**

En mars, une forte hétérogénéité persiste : El Haçaïba enregistre 228,9 mm de pluie mensuelle (moyenne régionale : 39 mm), et Hassi Dahou atteint 93,5 mm de pluie en un jour (moyenne journalière : 15 mm). Contrairement à janvier, une tendance décroissante est notée dans la majorité des stations pour les Pm et Pj max, avec des baisses significatives à Hassi Zahana (-0,380 pour Pm, -0,321 pour Pj max). En revanche, la part des Pj max dans les totaux mensuels augmente dans 11 stations, atteignant +0,298 à Ain Frass. Cela suggère un régime de précipitations plus intense et concentré, en cohérence avec les dynamiques climatiques récentes.

### **Avril**

Les précipitations d'avril montrent également une grande variabilité, avec un maximum de 178,4 mm à Mostefa Ben Brahim (moyenne : 33 mm), et un maximum journalier de 96 mm. Une tendance à la baisse des Pm et Pj max est relevée dans 13 stations, particulièrement à Sidi Ali Boussidi (-0,305 et -0,265 respectivement). Cependant, la contribution relative des Pj max augmente dans 12 stations, culminant encore à Ain Frass (+0,304).

### **Mai**

En mai, les précipitations deviennent plus irrégulières, avec un maximum de 154 mm à Mostefa Ben Brahim pour une moyenne de 27 mm, et un pic journalier de 67 mm à Sidi Lahcen. Une baisse généralisée des Pm est enregistrée dans 12 stations, particulièrement marquée à Sidi Lahcen (-0,279), de même que pour les Pj max. Toutefois, la contribution relative des Pj max connaît une hausse dans 13 stations, atteignant +0,285 à Ain Frass. Ce contraste souligne une tendance vers des pluies moins fréquentes mais plus intenses, accentuant le caractère erratique du régime pluviométrique de fin de printemps.

### **Juin**

Juin se distingue par une forte variabilité spatiale des précipitations, avec un pic mensuel de 98,2 mm à Ras El Ma, bien au-dessus de la moyenne régionale (7 mm). Les extrêmes journaliers atteignent 55 mm à Mostefa Ben Brahim, confirmant une concentration des épisodes intenses dans quelques stations.

Les tendances révèlent une baisse marquée des précipitations (Pm et Pj max) dans la majorité des stations, notamment à Sidi Lahcen (-0,465 pour Pm). À l'inverse, SBA affiche une hausse sur tous les indicateurs. Ce contraste reflète une instabilité croissante du régime pluviométrique, accentuant les risques d'érosion et soulignant le besoin d'adaptation face aux sécheresses estivales croissantes.

### **Juillet**

Les précipitations de juillet montrent une grande disparité, avec un pic de 81 mm à Tabia, malgré une moyenne mensuelle très faible (2 mm), traduisant une sécheresse estivale marquée. Les maxima journaliers atteignent 47,6 mm à Sidi Ali Benyoub, pour une moyenne de seulement 1 mm.

Les tendances révèlent une baisse généralisée des Pm et Pj max dans 10 stations, notamment à Ain Trid (-0,335 pour Pm), tandis que SBA enregistre des hausses (+0,149 pour Pm). Ces résultats soulignent l'accentuation des extrêmes pluviométriques et l'irrégularité croissante des précipitations, en phase avec les conclusions de (Ghenim & Megnounif, 2013; H. Meddi & Meddi, 2012) sur les effets du changement climatique dans le nord-ouest algérien.

### **Août**

Août a été marqué par une forte variabilité des précipitations, avec un maximum mensuel de 62,3 mm à Tabia, tandis que la moyenne régionale reste sous les 4 mm. Les précipitations les plus intenses ont concerné Ras El Ma, El Haçaïba, Tabia et Mostefa Ben Brahim, où un record journalier de 58 mm a été enregistré, contre une moyenne quotidienne de seulement 3 mm.

Les tendances montrent une hausse des précipitations dans plus de la moitié des stations, en particulier à Sidi Ali Benyoub (+0,251 pour Pm). À l'inverse, Sidi Ali Boussidi affiche un net recul. Ces contrastes traduisent une pluviométrie de plus en plus irrégulière, avec des épisodes brefs mais intenses, confirmant un contexte de sécheresse croissante et de déséquilibre hydrologique.

### **Septembre**

Septembre présente une variabilité modérée, dominée par Sidi Ali Benyoub qui enregistre les maxima mensuel (166,7 mm) et journalier (62,5 mm), bien au-dessus des moyennes générales (15 mm et 8 mm respectivement).

La tendance générale est à la hausse dans la majorité des stations, notamment à Sidi Ali Benyoub (+0,304 pour Pm). L'augmentation de la part des pluies intenses souligne une

instabilité climatique accrue, marquée par une alternance de sécheresse prolongée et de pluies concentrées, nécessitant une révision des stratégies de gestion des ressources en eau.

### **Octobre**

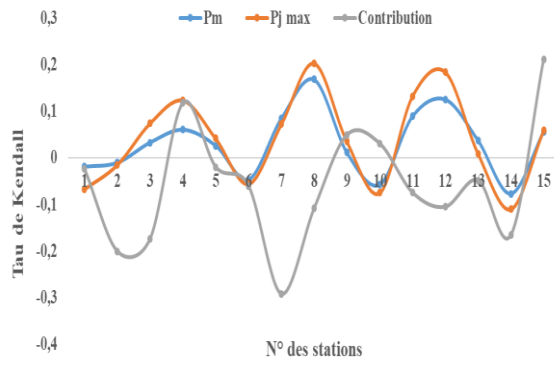
Le mois d'octobre se distingue par une forte concentration des précipitations sur de courtes périodes. Le maximum mensuel est observé à Ras El Ma (142 mm), pour une moyenne de 33 mm, tandis que les pluies journalières culminent à 75 mm à Tabia. Une tendance à la baisse des Pm est constatée dans 11 stations, bien que les Pj max augmentent dans 8 d'entre elles. La contribution relative des Pj max aux totaux mensuels croît dans 12 stations, avec un maximum de +0,299 à Ain Trid, suggérant une accentuation des événements extrêmes en début d'automne.

### **Novembre**

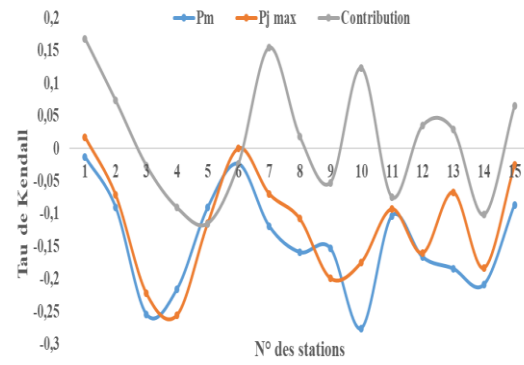
Les précipitations de novembre affichent un schéma similaire à celui d'octobre, avec un cumul mensuel maximal de 177 mm à Tabia et un maximum journalier de 68,4 mm. Une diminution des Pm est observée dans 10 stations, accompagnée d'une tendance baissière pour les Pj max dans 9 d'entre elles. Cependant, la contribution relative des Pj max augmente dans 11 stations, culminant à +0,317 à Ain Frass. Ce renforcement de l'intensité relative des événements extrêmes confirme la mutation vers un régime de précipitations plus concentrées, susceptible d'accroître les risques d'inondation.

### **Décembre**

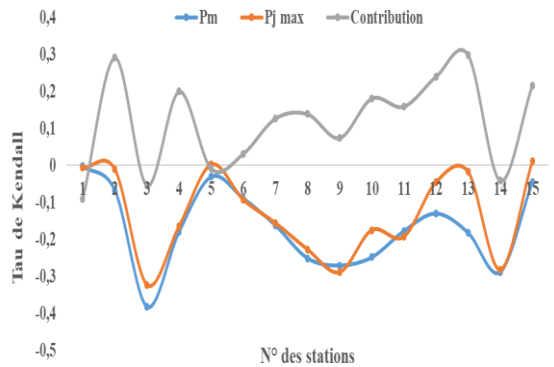
En décembre, les pluies restent irrégulières, avec un maximum mensuel de 158 mm à Sidi Ali Benyoub (moyenne : 42 mm) et un maximum journalier de 61 mm à SBA. Une tendance haussière des Pm et Pj max est notée dans 7 stations, tandis que la contribution des Pj max diminue dans 10 stations, particulièrement à Tabia (-0,243). Cette régression relative des épisodes extrêmes dans certaines zones contraste avec leur renforcement ailleurs, soulignant une variabilité inter-stationnelle toujours marquée en fin d'année.



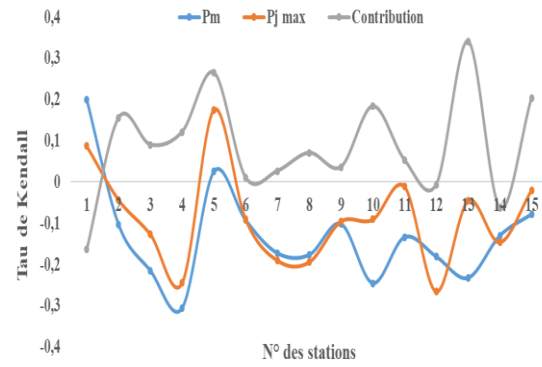
Mois de Janvier



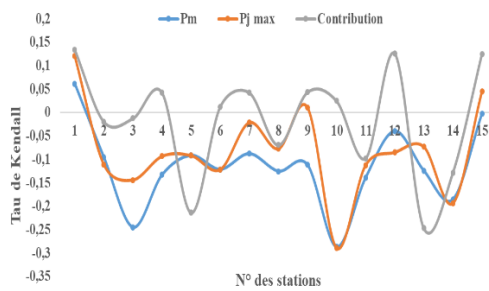
Mois de Février



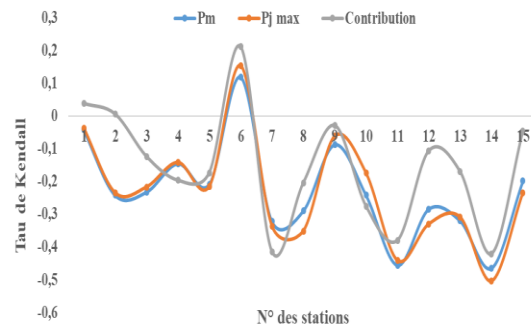
Mois de Mars



Mois d'Avril

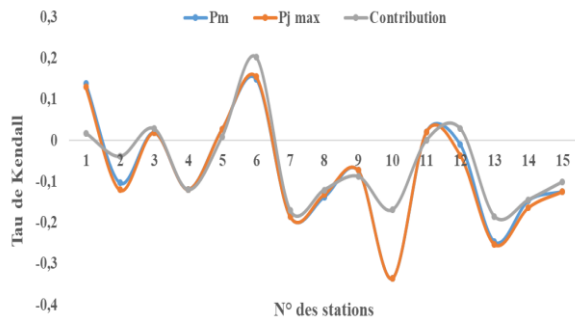


Mois de Juin

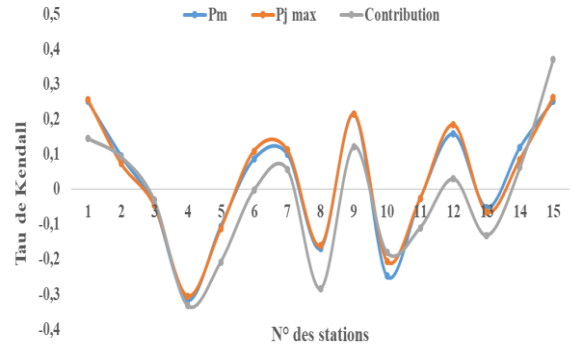


Mois de Juillet

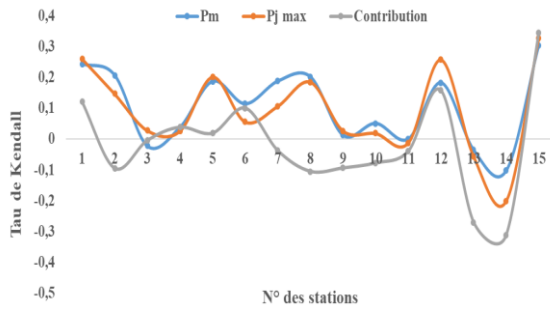
Figure 4.9 : Évolution du tau de Kendall appliqué aux Pmens, Pj max et la contribution pour les mois de Janvier à Juin



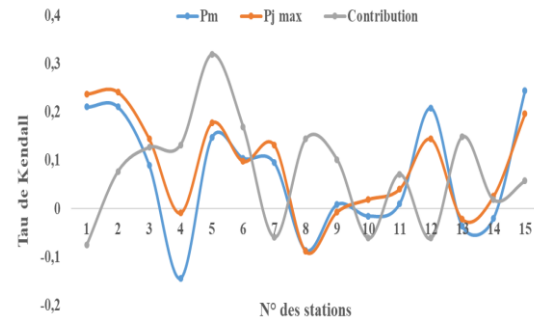
Mois de Juillet



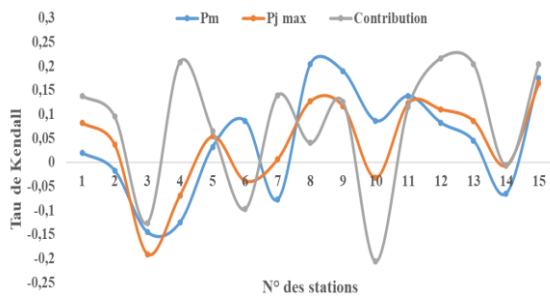
Mois d'Août



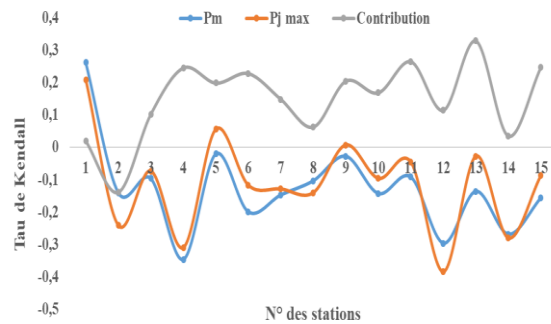
Mois de Septembre



Mois d'Octobre



Mois de Novembre



Mois de Décembre

Figure 4.10 : Évolution du tau de Kendall appliqué aux Pmens, Pj max et la contribution pour les mois de Juillet à Décembre

En conclusion, l'analyse des précipitations sur l'ensemble de l'année révèle une forte variabilité spatio-temporelle, marquée par des épisodes extrêmes localisés et des périodes prolongées de déficit pluviométrique. Les stations comme Sidi Bel Abbès, Mostefa Ben Brahim, Ras El Ma et Sidi Ali Benyoub se démarquent par des cumuls élevés ou des pics journaliers significatifs, bien au-delà des moyennes régionales. Toutefois, ces événements restent isolés, avec des moyennes mensuelles faibles, en particulier durant l'été.

Les tendances analysées montrent globalement une diminution des précipitations dans plusieurs stations, tandis que quelques-unes, notamment Sidi Bel Abbès et Sidi Ali Benyoub, affichent une légère augmentation. Ce schéma irrégulier souligne un dérèglement du régime pluviométrique, déjà signalé par de nombreux travaux (Ghenim & Megnounif, 2013; H. Meddi & Meddi, 2012), avec une intensification des épisodes pluvieux courts et intenses, mais moins fréquents.

Ces évolutions s'inscrivent dans un contexte de sécheresse croissante, compromettant la recharge régulière des nappes et accentuant les risques d'érosion et d'inondations. Elles appellent à une révision des stratégies de gestion de l'eau, axée sur l'adaptation aux nouvelles conditions climatiques et la résilience des territoires face à l'instabilité des régimes hydrologiques.

#### **4.4.3. Évolution spatio-temporelle des écoulements dans le bassin de la Mekerra:**

##### **4.4.3.1. Evolution Annuelle**

Les débits moyens annuels varient fortement d'une année à l'autre sur l'ensemble des stations. La station de Sidi Bel Abbès (SBA, 110301) enregistre les valeurs les plus élevées, avec un débit maximal de 10,29 m<sup>3</sup>/s et une moyenne de 2,12 m<sup>3</sup>/s, suivie de près par Sidi Ali Benyoub (2,09 m<sup>3</sup>/s et 8,1 m<sup>3</sup>/s). En revanche, El Haçaïba (110101) affiche des débits nettement plus faibles, autour de 0,14 m<sup>3</sup>/s.

La haute Mekerra se caractérise par des écoulements annuels très faibles, parfois proches du seuil d'assèchement, tandis que la moyenne et basse Mekerra maintiennent des flux plus réguliers, indiquant une meilleure stabilité hydrologique dans ces zones.

Une tendance à la hausse est observée pour les débits maximaux et leur contribution aux volumes annuels (Figure 4.11), avec des coefficients de Kendall positifs : +0,295 à El Haçaïba, +0,315 à Sidi Ali Benyoub et +0,511 à SBA. Les contributions relatives aux débits totaux suivent la même tendance (+0,03, +0,233 et +0,171 respectivement). Toutefois, une baisse des débits moyens annuels est notée à Sidi Ali Benyoub (-0,117) et SBA (-0,069), tandis qu'El Haçaïba enregistre une légère augmentation (+0,195).

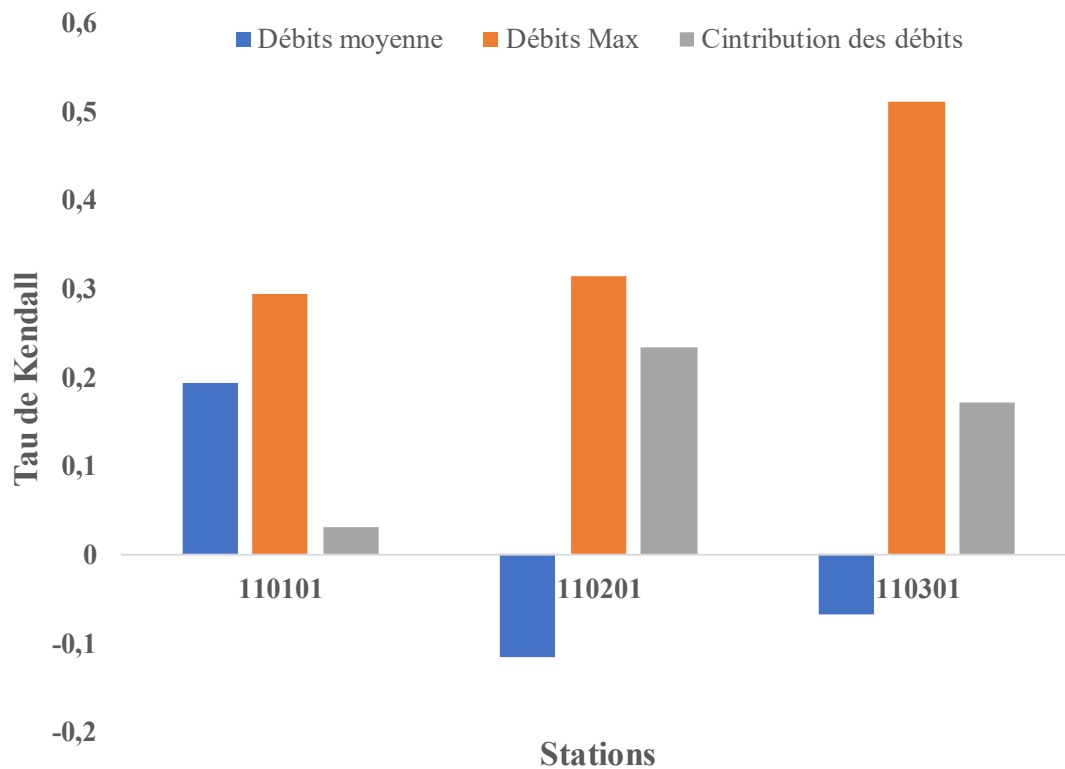


Figure 4.11 : Évolution du tau de Kendall de Qm, Qj max et la contribution annuelle

#### 4.4.3.2. Dynamique saisonnière et tendances des débits mensuels et extrêmes

Une hausse des débits mensuels est observée en septembre et octobre dans toutes les stations, tandis qu'une baisse caractérise le reste de l'année (Figure 4.9). À El Haçaïba, la tendance est particulièrement marquée en août (+0,297), septembre (+0,345) et octobre (+0,233). À Sidi Ali Benyoub, les augmentations sont plus modérées en septembre (+0,160) et octobre (+0,030), mais décembre affiche une forte baisse (-0,654). À la station de SBA, les hausses sont faibles en septembre (+0,044) et octobre (+0,039).

Les crues sont concentrées entre août et octobre. À El Haçaïba, les débits de pointe varient de 141 à 290 m<sup>3</sup>/s durant cette période, restant en dessous de 150 m<sup>3</sup>/s le reste de l'année. À Sidi Ali Benyoub, les crues atteignent 403 à 808 m<sup>3</sup>/s entre août et octobre, avant de chuter à moins de 300 m<sup>3</sup>/s. À SBA, les pics vont de 142 à 215 m<sup>3</sup>/s d'août à novembre, avec des valeurs inférieures à 140 m<sup>3</sup>/s le reste du temps.

La part des débits maximaux mensuels augmente également durant les mois pluvieux (Figure 4.10). À El Haçaïba, les coefficients de Kendall atteignent +0,231 en août, +0,218 en septembre et +0,098 en octobre. Sidi Ali Benyoub présente +0,325 en septembre et +0,195 en octobre, tandis que SBA enregistre +0,207 et +0,103 pour ces deux mêmes mois.

Ces constatations indiquent que les inondations se produisent généralement pendant l'automne, avec des niveaux d'eau particulièrement élevés dans la région. Ceci pourrait être attribué à un climat propice à des précipitations abondantes, notamment des orages. Ces observations concordent avec les tendances larges constatées dans les zones arides et semi-arides. Dans ces régions, les phases de crue sont généralement saisonnières et se produisent principalement à la fin de l'été et au début de l'automne, comme l'ont rapporté diverses recherches régionales sur les systèmes hydrologiques méditerranéens (Hallouz et al., 2013; M. Meddi et al., 2016).

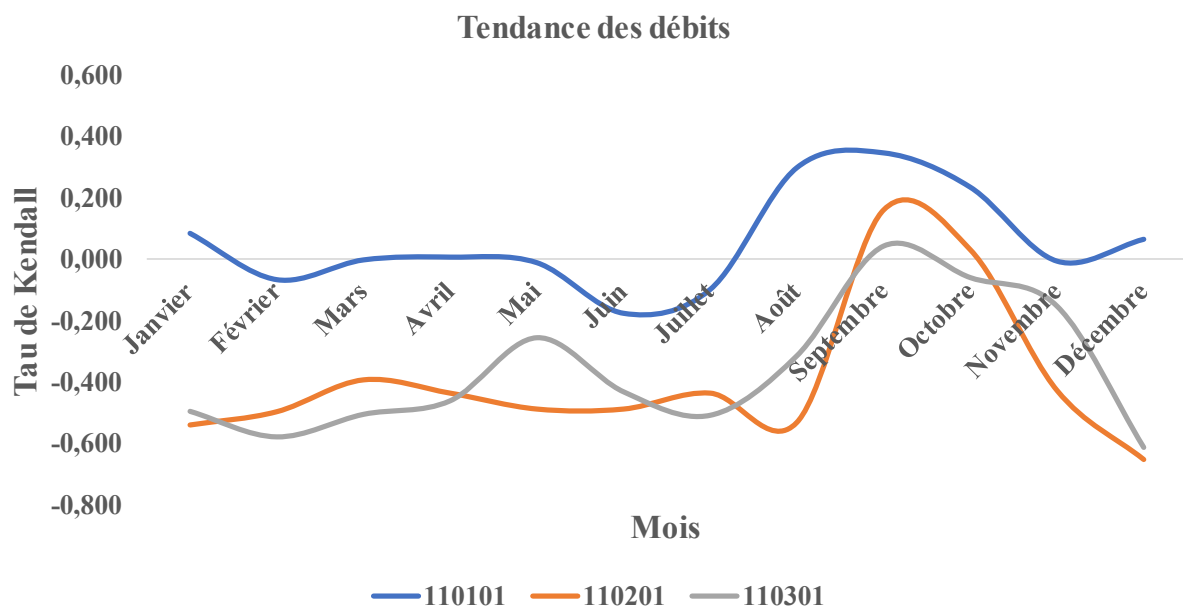


Figure 4.12 : Evolution du tau de Kendall des débits moyenne mensuelle

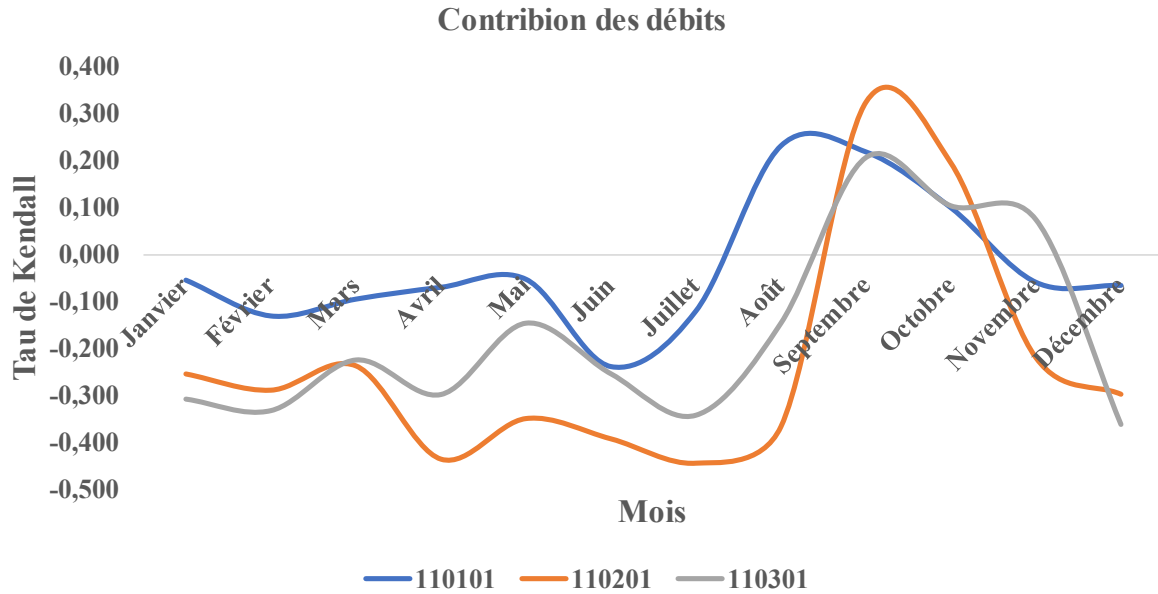


Figure 4.13 : résultats du tau de Kendall de la contribution des débits maximale mensuelle

#### 4.4.4. Discussions :

L'analyse des tendances hydrologiques et pluviométriques du bassin versant de l'oued Mekerra met en évidence deux régimes saisonniers bien distincts.

- **Phase de recharge (août à octobre/novembre)**

Cette première phase se caractérise par une augmentation notable des précipitations et des débits, atteignant des pics entre août et novembre. Elle coïncide avec la saison automnale, propice à des précipitations intenses, souvent orageuses, qui entraînent une régénération des ressources en eau et des épisodes d'inondation. Ces caractéristiques sont typiques des régimes hydrologiques méditerranéens, où l'automne est une période clé de recharge.

- **Phase de tarissement (décembre à juillet)**

La seconde phase correspond à une nette diminution des précipitations et des écoulements. L'hiver et le printemps sont particulièrement marqués par une pluviométrie en dessous de la normale, entraînant des débits faibles, souvent proches du tarissement. Cette sécheresse saisonnière affecte durablement les apports hydriques du bassin.

L'irrégularité interannuelle des précipitations et des débits est également manifeste. Certaines années enregistrent des déficits hydriques atteignant 50 à 80 % de la moyenne annuelle, accentuant la vulnérabilité du bassin face à la sécheresse. Bien que des années exceptionnelles aient permis de reconstituer partiellement les réserves, notamment avant la crise climatique de 1986, la tendance à la baisse s'est accentuée depuis. Cette évolution est confirmée par le test de Kendall, qui révèle une diminution statistiquement significative des précipitations annuelles, en

accord avec les travaux menés en Méditerranée, notamment en Afrique du Nord (Brunetti et al., 2012; Costa & Soares, 2009; Duñao et al., 2009).

L'analyse des séries mensuelles de précipitations (P mens) et de débits (Q mens) met en évidence une augmentation significative des écoulements en août, septembre et octobre, reflétant une évolution des dynamiques hydrologiques. Ces hausses, bien qu'observées en dehors de la saison hivernale, sont probablement liées à des phénomènes météorologiques intenses tels que les tempêtes automnales et les épisodes convectifs.

En résumé, deux grandes phases saisonnières se dégagent :

- **De novembre à juillet** : baisse générale des précipitations et des débits, marquant une période de tarissement ;
- **D'août à octobre** : hausse marquée des paramètres hydrologiques et pluviométriques, associée à une phase de recharge et à des crues saisonnières.

Cette alternance saisonnière, couplée à une tendance de fond à la sécheresse, souligne la vulnérabilité croissante du bassin de l'oued Mekerra face aux changements climatiques.

## **5. Chapitre 05 : Evolution des évènements extrêmes d'inondation et de la sécheresse dans le bassin versant d'Oued Mekerra**

L'analyse de l'évolution des événements pluviométriques extrêmes met en lumière leur impact à la fois sur la sécheresse et leur capacité à engendrer des inondations dans la zone d'étude. L'objectif principal est de caractériser les aléas pluviométriques à travers l'indice SPI (Standardized Precipitation Index), afin de révéler les séquences extrêmes de sécheresse et d'humidité, ainsi que les périodes marquées par des conditions extrêmement sèches ou humides. Pour cette analyse, nous avons utilisé des indices pluviométriques recommandés par l'ETCCDI (Équipe d'experts du changement climatique), basés sur les précipitations quotidiennes relevées par trois stations : Ras El Ma, Sidi Ali Benyoub et SBA, sur la période allant de 1970 à 2010.

### **5.1. Suivre de la sécheresse :**

L'évolution temporelle des indices SPI, calculés à différentes échelles (3, 6, 9 et 12 mois), a été analysée pour mieux visualiser les séquences extrêmes de sécheresse et d'humidité. Cette approche permet également d'observer la variabilité de la sécheresse et de l'humidité sur un intervalle de 4 années. Les résultats obtenus sont présentés sous forme de figures et de tableaux, offrant une représentation claire et détaillée de l'évolution pluviométrique au fil du temps. Ces données permettent ainsi de mieux comprendre les fluctuations des conditions climatiques dans la région d'étude.

#### **5.1.1. Suivre par stations :**

La progression temporelle des indices SPI est examinée sur des intervalles successifs de 4 ans. Les résultats obtenus sont présentés sous forme de figures et de tableaux, offrant une représentation claire et détaillée de l'évolution pluviométrique au fil du temps.

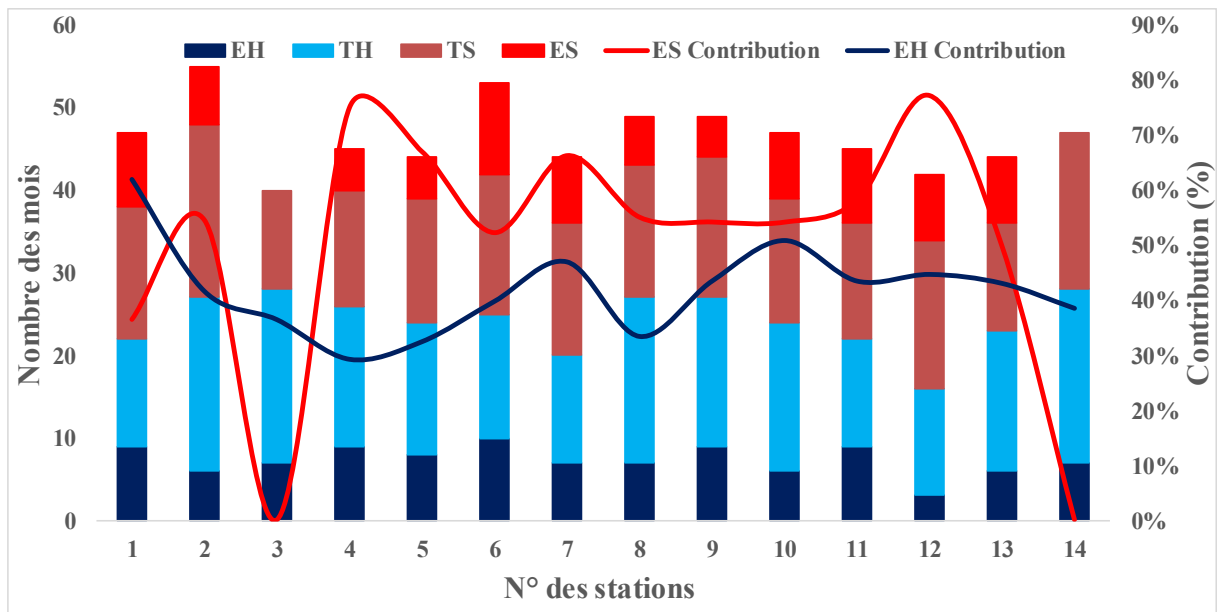


Figure 5.1 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI3

L'indice SPI 03 (Figure 5.1) révèle des informations intéressantes sur l'évolution des séquences climatiques extrêmes. La séquence extrême humide dure en moyenne 8 mois, ce qui représente environ 2,1 % des mois de la période étudiée. À l'inverse, la séquence extrême sèche s'étend sur une durée moyenne de 6 mois, soit 1,6 % des mois observés. En ce qui concerne les périodes de très forte humidité, elles durent en moyenne 17 mois, ce qui correspond à 4,5 % de la série, tandis que les périodes de très forte sécheresse affectent 16 mois, soit 4,2 % des mois étudiés.

Concernant les pluies, on constate que leur contribution est supérieure à 50 % dans la plupart des stations touchées par une séquence extrême sèche, alors qu'elle est inférieure à 50 % pour celles affectées par une séquence extrême humide. En analysant les mois spécifiques, on observe que les séquences extrêmes sèches se sont produites principalement en janvier 1975, novembre 1981, mai 1983, janvier 1993, mars 2000, avril 2000 et février 2002. De l'autre côté, les séquences extrêmes humides ont été remarquées dans les mois d'avril 1974, avril 1975, mai 1975, août 1996 et septembre 1997. Ces observations témoignent de l'évolution complexe des conditions climatiques dans la région étudiée.

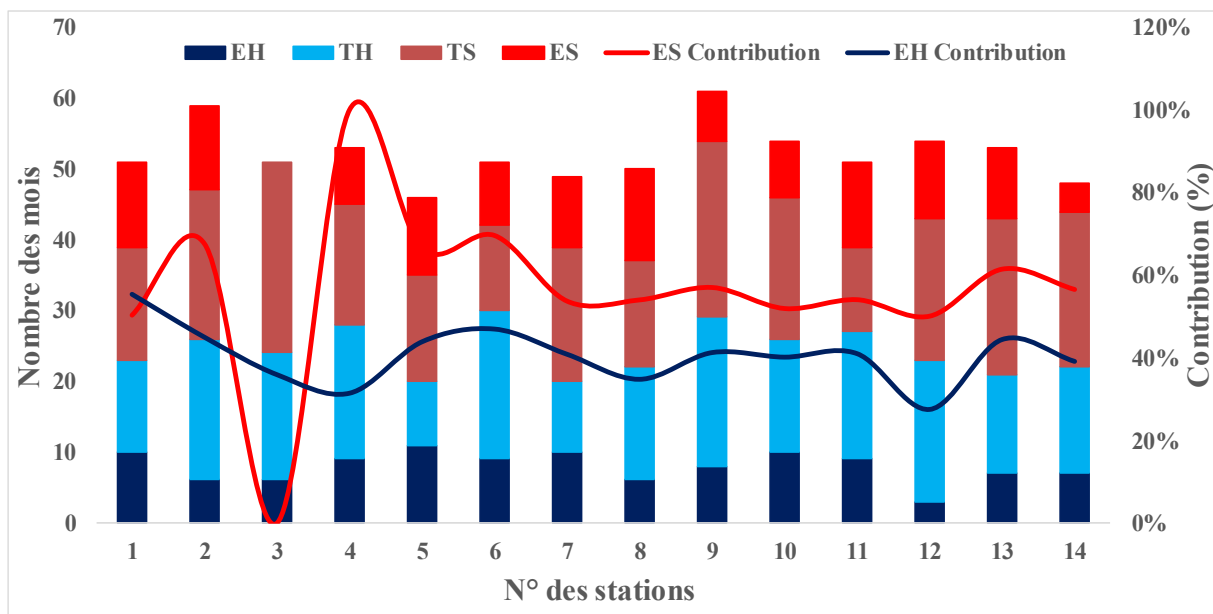


Figure 5.2 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI6

L'indice SPI 06 (Figure 5.2) montrent des tendances intéressantes concernant les séquences extrêmes. La séquence extrême humide dure en moyenne 8 mois, représentant 2,1 % des mois de la période étudiée. En revanche, la séquence extrême sèche s'étend sur une durée moyenne de 9 mois, soit 2,3 % des mois observés. Pour les périodes de très forte humidité, elles durent 16 mois, soit 4,1 % des mois de la série, tandis que les périodes de très forte sécheresse affectent 18 mois, ce qui représente 4,6 % des mois analysés.

En ce qui concerne la contribution des précipitations, elle dépasse 50 % dans la plupart des stations touchées par une séquence extrême sèche. Par contre, elle reste inférieure à 40 % pour les stations affectées par une séquence extrême humide. Les séquences extrêmes sèches ont été principalement enregistrées pendant les mois de décembre 1981, juin 1983, octobre 1983, novembre 1983 et juin 2000. En revanche, les séquences extrêmes humides ont été remarquées durant les mois d'avril 1974, mai 1974, juillet 1974, juillet 1975 et octobre 1976, dans la majorité des stations. Ces observations mettent en lumière la variabilité climatique et la dynamique des événements extrêmes dans la région étudiée.

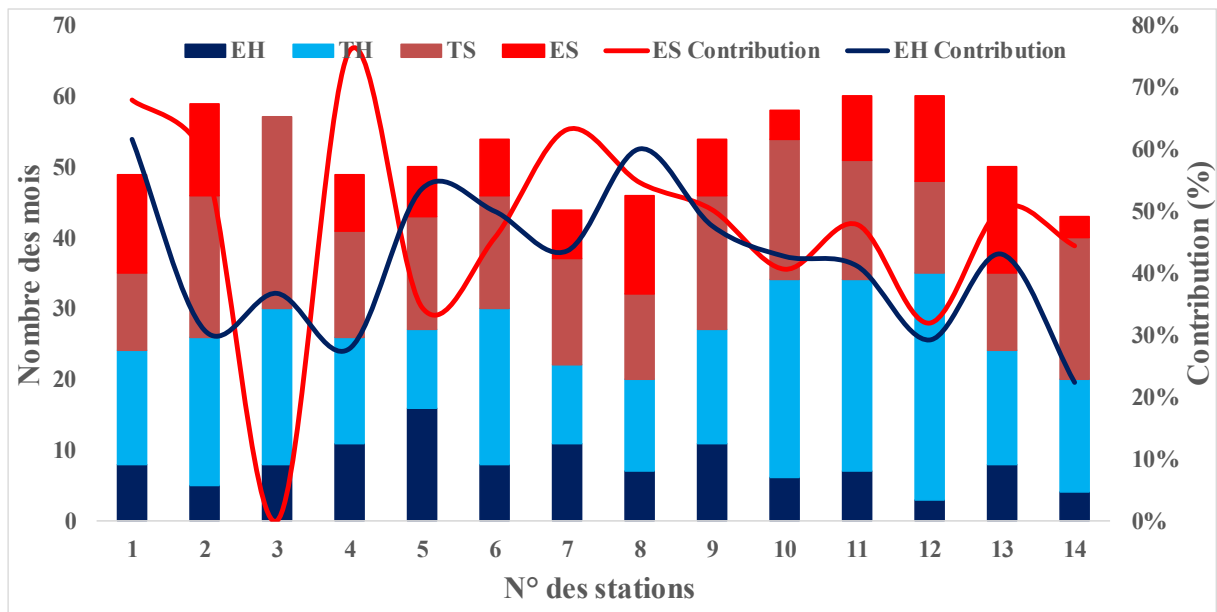


Figure 5.3 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI9

L'indice SPI 09 (Figure 5.3) révèle des tendances similaires à celles observées pour les autres échelles. La séquence extrême humide dure en moyenne 8 mois, soit 2,1 % des mois de la période étudiée. De même, la séquence extrême sèche a une durée moyenne de 8 mois, représentant également 2,1 % des mois de la série. La période de très forte humidité s'étend sur 19 mois, soit 4,9 % des mois observés, tandis que la période de très forte sécheresse touche 16 mois, soit 4,1 % des mois de la série.

En ce qui concerne la contribution des précipitations, elle est supérieure à 30 % dans la plupart des stations affectées par une séquence extrême sèche, et elle dépasse 25 % pour celles touchées par une séquence extrême humide. Les séquences extrêmes sèches ont été enregistrées principalement durant les mois de septembre 1983, octobre 1983, novembre 1983, août 2000 et septembre 2000. Quant aux séquences extrêmes humides, elles ont été particulièrement marquées en août 1974 et août 1996, dans la majorité des stations. Ces données illustrent les variations saisonnières et les phénomènes extrêmes qui influencent le climat de la région étudiée.

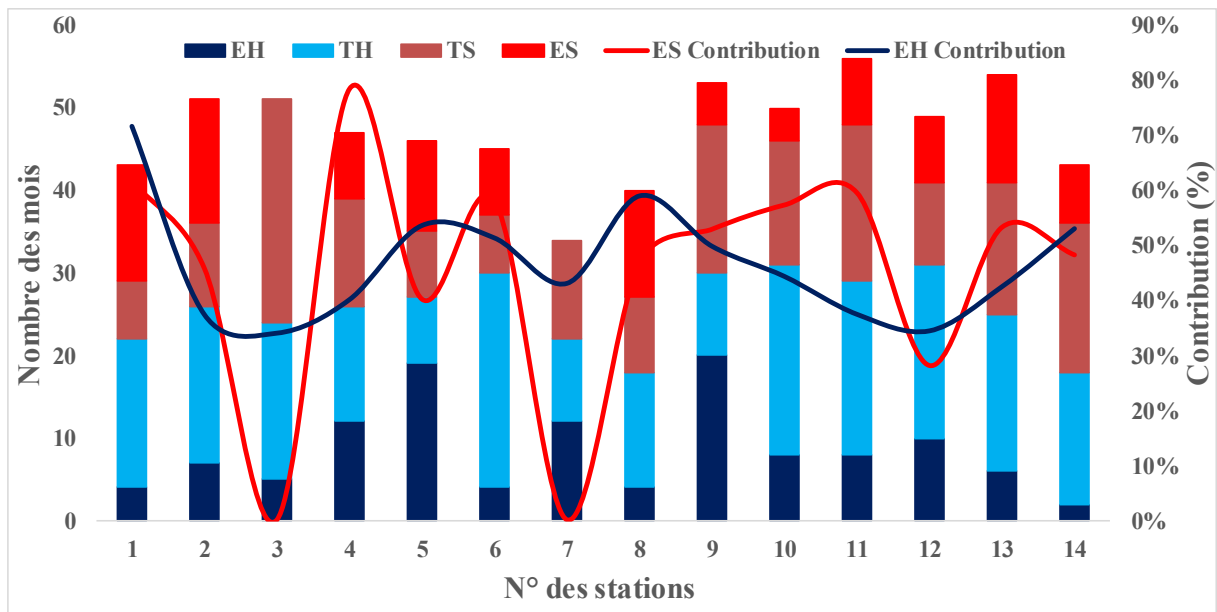


Figure 5.4 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI12

L'indice SPI 12 (Figure 5.4) révèlent des caractéristiques similaires à celles observées sur les autres échelles de temps. La séquence extrême humide dure en moyenne 8 mois, représentant ainsi 2,1 % des mois de la période étudiée. De même, la séquence extrême sèche a une durée moyenne de 8 mois, soit également 2,1 % des mois observés. La période de très forte humidité s'étend sur 17 mois, soit 4,4 % des mois de la série, tandis que la période de très forte sécheresse affecte 13 mois, soit 3,3 % des mois analysés.

Concernant la contribution des précipitations, elle est supérieure à 30 % dans la plupart des stations touchées par des séquences extrêmes, tant sèches qu'humides. Les séquences extrêmes sèches ont été principalement enregistrées durant les mois de décembre 1983 et janvier 1984. En revanche, les séquences extrêmes humides ont été remarquées pour la plupart des stations en août 1974 et août 1996. Ces résultats soulignent l'importance des variations climatiques sur de longues périodes et la manière dont elles affectent la région étudiée.

#### 5.1.1.1. Séquence extrême sèche :

Pour offrir une meilleure visibilité sur la progression de la séquence extrêmement sèche, nous avons divisé notre série de données en 8 périodes distinctes, chacune couvrant une durée de 4 ans. Cette segmentation permet de mieux comprendre les variations temporelles et d'analyser de manière plus détaillée l'évolution des séquences sèches au fil du temps. Elle facilite également l'identification des tendances spécifiques à chaque période, offrant ainsi une vue plus claire des événements extrêmes dans la région étudiée.

## A. SPI3

Les résultats sur l'indice SPI3 (Tableau 5.1) révèlent que la valeur minimale de SPI, soit -3,54, a été enregistrée à la station de Tabia durant le mois de novembre 1981. En analysant les différentes périodes, on observe que durant les périodes P01, P02, P04, P05 et P06, la plupart des stations n'ont pas enregistré de mois affectés par cette séquence extrême. En revanche, durant les périodes P03, P07 et P08, la majorité des stations ont été touchées par cette séquence, avec une moyenne de 1 mois affectée par station. Cette variation temporelle met en lumière la distribution inégale des événements climatiques extrêmes à travers les différentes périodes étudiées.

*Tableau 5.1 : nombre des mois touché par une séquence extrême sèche sur un intervalle de 04 années pour le SPI3*

<b>N° des stations</b>	<b>Min</b>	<b>Mois Correspond</b>	<b>P01</b>	<b>P02</b>	<b>P03</b>	<b>P04</b>	<b>P05</b>	<b>P06</b>	<b>P07</b>	<b>P08</b>
<b>1</b>	-3,44	Nov-80	5	1	2	0	0	0	0	1
<b>2</b>	-3,37	Mars-00	1	0	0	0	0	0	5	1
<b>3</b>	/	/	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>4</b>	-2,42	Déc-98	0	0	1	0	0	0	1	3
<b>5</b>	-3,01	Mars-00	1	0	2	0	0	0	2	0
<b>6</b>	-2,9	Janv-75	1	0	6	0	0	1	3	0
<b>7</b>	-3,54	Nov-81	1	0	4	0	0	1	2	0
<b>8</b>	-2,91	Mars-00	0	0	2	0	1	0	2	1
<b>9</b>	-3,03	Mars-00	0	0	2	0	1	0	2	0
<b>10</b>	-3,04	Nov-81	1	0	4	0	0	0	1	2
<b>11</b>	-2,76	Mars-00	0	0	3	1	1	0	2	2
<b>12</b>	-3,16	Mai-87	1	1	1	3	1	0	2	0
<b>13</b>	-2,71	Mai-01	0	2	0	0	1	1	2	2
<b>14</b>	/	/	0	0	0	0	0	0	0	0

La contribution des pluies (Tableau 5.2) durant les périodes P03, P07 et P08 est en moyenne de 30 %. En revanche, pendant les autres périodes, cette contribution est plus faible, avec une moyenne de 7 % pour les stations affectées par cette séquence. Plus précisément, durant la période P07, 8 stations ont enregistré une contribution des précipitations maximales journalières (Pj max) par rapport aux précipitations mensuelles (Pmens) supérieure à 36 %, atteignant même 100 % dans deux stations, Tabia et Ain Trid, avec des apports pluviométriques respectifs de 7 mm et 15,9 mm En revanche, durant la période P08, 7 stations ont enregistré une contribution supérieure à 29 %, atteignant également 100 % dans la station de Sidi Ali Boussidi, avec des apports pluviométriques de 10,6 mm Ces résultats illustrent la variabilité des apports pluviométriques entre les stations et au cours des différentes périodes, soulignant l'impact de ces séquences extrêmes sur les zones étudiées.

*Tableau 5.2 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI3*

<b>N° des stations</b>	<b>P01</b>	<b>P02</b>	<b>P03</b>	<b>P04</b>	<b>P05</b>	<b>P06</b>	<b>P07</b>	<b>P08</b>
<b>1</b>	36%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>2</b>	54%	0%	0%	0%	0%	0%	52%	45%
<b>3</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>4</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	100%
<b>5</b>	0%	0%	34%	0%	0%	0%	80%	0%
<b>6</b>	42%	0%	51%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>7</b>	40%	0%	0%	0%	0%	50%	100%	0%
<b>8</b>	0%	0%	65%	0%	50%	0%	46%	57%
<b>9</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	54%	0%
<b>10</b>	30%	0%	50%	0%	0%	0%	100%	40%
<b>11</b>	0%	0%	42%	46%	78%	0%	70%	50%
<b>12</b>	0%	0%	0%	50%	0%	0%	0%	0%
<b>13</b>	0%	39%	0%	0%	0%	0%	0%	60%
<b>14</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%

## B. SPI6

Les résultats de l'indice SPI6 montrent que la valeur minimale de SPI, soit -3,7, a été enregistrée à la station d'Ain Frass durant le mois d'octobre 1999. En analysant les différentes périodes, on constate que durant les périodes P01, P02, P04, P05, P06 et P08, la plupart des stations n'ont pas enregistré de mois affectés par cette séquence extrême. En revanche, pendant les périodes P03 et P07, la majorité des stations ont été touchées par cette séquence, avec une moyenne de 3 mois affectée par station. Ces observations soulignent l'impact significatif des événements extrêmes pluviométriques sur certaines périodes spécifiques, montrant ainsi leur répartition temporelle inégale.

*Tableau 5.3 : nombre des mois touché par une séquence extrême sèche sur un intervalle de 04 années pour le SPI6*

<b>N° des stations</b>	<b>Min</b>	<b>Mois Correspond</b>	<b>P01</b>	<b>P02</b>	<b>P03</b>	<b>P04</b>	<b>P05</b>	<b>P06</b>	<b>P07</b>	<b>P08</b>
<b>1</b>	-3,56	Mars-77	9	2	1	0	0	0	0	0
<b>2</b>	-2,89	Nov-81	0	0	7	0	0	0	5	0
<b>3</b>	/	/	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>4</b>	-3,16	Oct-85	0	0	0	1	0	0	2	5
<b>5</b>	-3,43	Oct-86	2	0	2	1	1	0	5	0
<b>6</b>	-3,33	Nov-83	0	0	7	0	0	0	2	0
<b>7</b>	-3,52	Juin-83	0	0	4	1	2	0	3	0
<b>8</b>	-3,06	Nov-83	0	0	7	0	1	0	5	0
<b>9</b>	-2,93	Sept-83	0	0	2	0	2	1	1	1
<b>10</b>	-2,52	Juin-00	0	0	4	0	0	1	2	1
<b>11</b>	-2,96	Oct-83	0	0	5	1	3	0	3	0
<b>12</b>	-3,59	Août-87	0	3	0	3	1	0	4	0
<b>13</b>	-3,7	Oct-99	0	2	0	0	0	2	5	1
<b>14</b>	-3,21	Oct-99	0	0	1	0	0	0	3	0

La contribution des pluies (Tableau 5.4) durant les périodes P03 et P07 est en moyenne de 57 %. En revanche, durant les autres périodes, cette contribution est plus faible, avec une moyenne de 29 % pour les stations affectées par cette séquence. Plus précisément, durant la période P03, 8 stations ont enregistré une contribution des précipitations maximales journalières (Pj max) par rapport aux précipitations mensuelles (Pmens) supérieure à 33 %, atteignant jusqu'à 71 % dans la station d'El Haçaïba, avec des apports pluviométriques de 55,6 mm Pendant la période P07, 11 stations ont enregistré une contribution supérieure à 34 %, atteignant 100 % dans la station de SBA, avec des apports pluviométriques de 6 mm Ces résultats mettent en évidence la variabilité des apports pluviométriques entre les stations, ainsi que leur influence sur la distribution des précipitations dans la région étudiée.

*Tableau 5.4 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI6*

<b>N° des stations</b>	<b>P01</b>	<b>P02</b>	<b>P03</b>	<b>P04</b>	<b>P05</b>	<b>P06</b>	<b>P07</b>	<b>P08</b>
<b>1</b>	51%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>2</b>	0%	0%	71%	0%	0%	0%	56%	0%
<b>3</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>4</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	58%	100%
<b>5</b>	0%	0%	34%	0%	0%	0%	77%	0%
<b>6</b>	0%	0%	49%	0%	0%	0%	100%	0%
<b>7</b>	0%	0%	55%	0%	55%	0%	50%	0%
<b>8</b>	0%	0%	61%	0%	50%	0%	36%	0%
<b>9</b>	0%	0%	33%	0%	68%	0%	0%	0%
<b>10</b>	0%	0%	40%	0%	0%	0%	87%	0%
<b>11</b>	0%	0%	42%	46%	50%	0%	77%	0%
<b>12</b>	0%	84%	0%	0%	0%	0%	34%	0%
<b>13</b>	0%	42%	0%	0%	0%	0%	76%	0%
<b>14</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	56%	0%

### C. SPI9

Les résultats de l'indice SPI9 montrent que la valeur minimale de SPI, soit -4,47, a été enregistrée à la station de Sfisef durant le mois de décembre 1999. En analysant les différentes périodes, on observe que durant les périodes P01, P02, P04, P05, P06 et P08, la plupart des stations n'ont pas enregistré de mois affectés par cette séquence extrême. En revanche, durant les périodes P03 et P07, la majorité des stations ont été touchées par cette séquence, avec une moyenne de 3 mois affectée par station. Ces résultats révèlent l'impact variable des événements extrêmes pluviométriques au fil du temps et la concentration de ces événements sur certaines périodes spécifiques.

*Tableau 5.5 : nombre des mois touché par une séquence extrême sèche sur un intervalle de 04 années pour le SPI9*

<b>N° des stations</b>	<b>Min</b>	<b>Mois Correspond</b>	<b>P01</b>	<b>P02</b>	<b>P03</b>	<b>P04</b>	<b>P05</b>	<b>P06</b>	<b>P07</b>	<b>P08</b>
<b>1</b>	-3,53	Juin-77	8	2	4	0	0	0	0	0
<b>2</b>	-3,15	Nov-83	0	0	6	4	0	0	3	0
<b>3</b>	/	/	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>4</b>	-2,79	Avr-05	0	0	0	1	0	0	1	6
<b>5</b>	-3,41	Nov-76	6	1	0	0	0	0	0	0
<b>6</b>	-3,48	Nov-83	0	0	7	1	0	0	0	0
<b>7</b>	-3,04	Sept-83	0	0	3	1	2	0	1	0
<b>8</b>	-3,29	Déc-83	0	0	7	0	0	0	7	0
<b>9</b>	-2,71	Nov-83	0	0	3	0	3	1	1	0
<b>10</b>	-2,6	Sept-00	0	0	1	0	0	2	1	0
<b>11</b>	-3,28	Nov-83	0	0	5	1	1	0	2	0
<b>12</b>	-2,77	Nov-87	0	0	0	5	0	0	7	0
<b>13</b>	-2,5	Sept-83	0	0	7	0	0	0	8	0
<b>14</b>	-4,47	Déc-99	0	0	1	0	0	0	2	0

La contribution des pluies (Tableau 5.6) durant les périodes P03 et P07 est en moyenne de 50 %. En revanche, durant les autres périodes, cette contribution est légèrement inférieure, avec une moyenne de 44 % pour les stations touchées par cette séquence. Durant la période P03, 10 stations ont enregistré une contribution des précipitations maximales journalières (Pj max) par rapport aux précipitations mensuelles (Pmens) supérieure à 32 %, atteignant 83 % dans la station de Tabia, avec des apports pluviométriques de 27,1 mm. Pendant la période P07, 8 stations ont enregistré une contribution supérieure à 30 %, atteignant 86 % dans la station d'El Haçaïba, avec des apports pluviométriques de 15,6 mm. Ces résultats montrent une concentration significative des précipitations extrêmes pendant ces périodes, avec une variation importante des apports pluviométriques selon les stations.

*Tableau 5.6 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI9*

<b>N° des stations</b>	<b>P01</b>	<b>P02</b>	<b>P03</b>	<b>P04</b>	<b>P05</b>	<b>P06</b>	<b>P07</b>	<b>P08</b>
<b>1</b>	57%	40%	67%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>2</b>	0%	0%	58%	58%	0%	0%	86%	0%
<b>3</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>4</b>	0%	0%	0%	49%	0%	0%	30%	100%
<b>5</b>	31%	47%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>6</b>	0%	0%	45%	45%	0%	0%	0%	0%
<b>7</b>	0%	0%	83%	76%	45%	0%	54%	0%
<b>8</b>	0%	0%	61%	0%	0%	0%	40%	0%
<b>9</b>	0%	0%	33%	0%	52%	0%	0%	0%
<b>10</b>	0%	0%	19%	0%	0%	46%	55%	0%
<b>11</b>	0%	0%	47%	46%	50%	0%	0%	0%
<b>12</b>	0%	0%	0%	45%	0%	0%	33%	0%
<b>13</b>	0%	0%	43%	0%	0%	0%	59%	0%
<b>14</b>	0%	0%	32%	0%	0%	0%	56%	0%

#### D. SPI12

Les résultats de l'indice SPI12 montrent que la valeur minimale de SPI, soit -4,91, a été enregistrée à la station de Sfisef durant le mois de décembre 1999. En analysant les différentes périodes, on constate que durant les périodes P01, P02, P04, P05, P06 et P08, la plupart des stations n'ont pas enregistré de mois affectés par cette séquence extrême. En revanche, durant les périodes P03 et P07, la majorité des stations ont été touchées par cette séquence, avec une moyenne de 2 mois affectée par station. Ces résultats soulignent une distribution temporelle inégale des événements extrêmes, avec une concentration particulière des séquences de sécheresse sur certaines périodes spécifiques.

*Tableau 5.7 : nombre des mois touché par une séquence extrême sèche sur un intervalle de 04 années pour le SPI12*

<b>N° des stations</b>	<b>Min</b>	<b>Mois Correspond</b>	<b>P01</b>	<b>P02</b>	<b>P03</b>	<b>P04</b>	<b>P05</b>	<b>P06</b>	<b>P07</b>	<b>P08</b>
<b>1</b>	-3,7	Sept-77	7	4	3	0	0	0	0	0
<b>2</b>	-3,06	Déc-83	0	0	6	8	0	0	1	0
<b>3</b>	/	/	0	0	0	0	0	0	0	0
<b>4</b>	-2,82	Mai-05	0	0	0	0	0	0	0	8
<b>5</b>	-2,44	Oct-77	8	3	0	0	0	0	0	0
<b>6</b>	-3,13	Déc-83	0	0	6	2	0	0	0	0
<b>7</b>	-2	Oct-83	0	0	1	0	0	0	0	0
<b>8</b>	-3,13	Févr-84	0	0	6	0	0	0	7	0
<b>9</b>	-2,28	Mars-93	0	0	1	0	4	0	0	0
<b>10</b>	-2,41	Févr-97	0	0	0	0	0	3	0	1
<b>11</b>	-2,79	Déc-83	0	0	6	2	0	0	0	0
<b>12</b>	-3,08	Févr-89	0	0	0	2	0	0	6	0
<b>13</b>	-2,59	Déc-83	0	0	2	0	0	3	7	1
<b>14</b>	-4,91	Sept-00	0	0	0	0	0	0	5	2

La contribution des pluies (Tableau 5.8) durant les périodes P03 et P07 est en moyenne de 53 %. En revanche, pendant les autres périodes, cette contribution est plus faible, avec une moyenne de 25 % pour les stations touchées par cette séquence. Durant la période P03, 8 stations ont enregistré une contribution des précipitations maximales journalières (Pj max) par rapport aux précipitations mensuelles (Pmens) supérieure à 48 %, atteignant jusqu'à 90 % dans la station de Tabia, avec des apports pluviométriques de 4,4 mm. Pendant la période P07, 4 stations ont enregistré une contribution supérieure à 35 %, atteignant 52 % dans la station d'Ain Frass, avec des apports pluviométriques de 19 mm. Ces résultats montrent une concentration plus marquée des précipitations extrêmes pendant ces périodes spécifiques, mettant en évidence les différences notables d'apports entre les stations.

*Tableau 5.8 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI12.*

<b>N° des stations</b>	<b>P01</b>	<b>P02</b>	<b>P03</b>	<b>P04</b>	<b>P05</b>	<b>P06</b>	<b>P07</b>	<b>P08</b>
<b>1</b>	78%	48%	58%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>2</b>	0%	0%	50%	33%	0%	0%	0%	0%
<b>3</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>4</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	78%
<b>5</b>	38%	44%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>6</b>	0%	0%	53%	65%	0%	0%	0%	0%
<b>7</b>	0%	0%	90%	0%	0%	0%	0%	0%
<b>8</b>	0%	0%	48%	0%	0%	0%	40%	0%
<b>9</b>	0%	0%	51%	0%	53%	0%	0%	0%
<b>10</b>	0%	0%	0%	0%	0%	57%	0%	0%
<b>11</b>	0%	0%	54%	73%	0%	0%	0%	0%
<b>12</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	35%	0%
<b>13</b>	0%	0%	53%	0%	0%	54%	52%	0%
<b>14</b>	0%	0%	0%	0%	0%	0%	48%	0%

#### 5.1.1.2. Séquence extrême humide :

Pour faciliter la visualisation des résultats relatifs à la séquence extrême humide, nous avons divisé notre série de données en 8 périodes distinctes, chacune couvrant une durée de 4 ans. Cette découpe permet d'observer plus clairement les fluctuations climatiques sur des intervalles de temps spécifiques et d'identifier les tendances liées aux événements extrêmes d'humidité. Elle offre ainsi une perspective plus détaillée de l'évolution pluviométrique sur les différentes périodes étudiées.

##### A. SPI3

Les résultats de l'indice SPI3 (Tableau 5.9) révèlent que la valeur maximale de SPI, soit +2,92, a été enregistrée à la station de Tabia durant le mois de juillet 1996. En analysant les différentes périodes, on observe que durant les périodes P01 et P06, la majorité des stations ont enregistré des mois affectés par cette séquence, avec une moyenne de 3 mois par station. En revanche, pendant les périodes P02, P03, P04, P05, P07 et P08, la plupart des stations n'ont pas été touchées par cette séquence extrême. Ces résultats mettent en évidence la variabilité de l'intensité et de la fréquence des événements climatiques extrêmes d'humidité à travers les différentes périodes étudiées.

Tableau 5.9 : nombre des mois touché par une séquence extrême humide sur un intervalle de 04 années pour le SPI3

N° des stations	Max	Mois Correspond	P01	P02	P03	P04	P05	P06	P07	P08
1	2,42	Févr-87	0	0	0	1	0	5	0	3
2	2,59	Août-76	3	0	0	1	1	0	1	0
3	2,18	Janv-78	2	1	0	0	0	3	1	0
4	2,6	Févr-96	4	1	0	0	0	3	1	0
5	2,43	Févr-81	2	4	1	0	0	1	0	0
6	2,82	Août-96	6	2	0	0	0	2	0	0
7	2,92	Juil-96	0	0	0	0	0	6	1	0
8	2,48	Avr-74	4	1	1	0	0	1	0	0
9	2,74	Oct-90	2	0	0	0	4	0	3	0
10	2,39	Août-81	4	2	0	0	0	0	0	0
11	2,61	Mai-75	5	0	2	0	0	2	0	0
12	2,21	Août-96	1	0	0	0	0	1	1	0
13	2,5	Avr-74	5	0	0	0	0	0	1	0
14	2,68	Mai-75	5	0	1	0	1	0	0	0

La contribution des pluies (Tableau 5.10) durant les périodes P01 et P06 est en moyenne de 36 %. En revanche, pendant les autres périodes, cette contribution est légèrement inférieure, avec une moyenne de 28 % pour les stations touchées par cette séquence. Durant la période P01, 12 stations ont enregistré une contribution des précipitations maximales journalières (Pj max) par rapport aux précipitations mensuelles (Pmens) variant entre 21 et 48 %, la valeur maximale étant enregistrée à la station d'El Haçaïba, avec des apports pluviométriques de 151,9 mm En revanche, durant la période P06, 8 stations ont enregistré une contribution supérieure à 21 %, atteignant 88 % dans les stations de Hassi Zahana et de Telagh, avec des apports pluviométriques de 64,9 mm et 16,1 mm respectivement. Ces résultats soulignent les

différences notables dans les apports pluviométriques entre les stations et les périodes, mettant en évidence l'impact des événements extrêmes sur les précipitations dans la région étudiée.

Tableau 5.10 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI3

N° des stations	P01	P02	P03	P04	P05	P06	P07	P08
1	0%	0%	0%	68%	0%	48%	0%	65%
2	48%	0%	0%	44%	27%	0%	33%	0%
3	22%	21%	0%	0%	0%	88%	26%	0%
4	30%	0%	0%	0%	0%	21%	45%	0%
5	27%	36%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
6	30%	36%	0%	0%	0%	50%	0%	0%
7	0%	0%	0%	0%	0%	46%	52%	0%
8	25%	34%	37%	0%	0%	51%	0%	0%
9	46%	0%	0%	0%	45%	0%	53%	0%
10	43%	66%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
11	38%	0%	45%	0%	0%	51%	0%	0%
12	21%	0%	0%	0%	0%	88%	24%	0%
13	43%	0%	0%	0%	0%	0%	38%	0%
14	42%	0%	0%	0%	21%	0%	0%	0%

#### B. SPI6

Les résultats de l'indice SPI6 (Tableau 5.11) montrent que la valeur maximale de SPI, soit +3,12, a été enregistrée à la station de Tabia durant le mois de mai 1996. En analysant les différentes périodes, on observe que durant la période P01, la majorité des stations ont enregistré des mois affectés par cette séquence, avec une moyenne de 5 mois par station. En revanche, durant les périodes P02, P03, P04, P05, P07 et P08, la plupart des stations n'ont pas été touchées par cette séquence extrême. Ces résultats mettent en évidence l'impact variable des événements pluviométriques extrêmes au fil du temps, et la concentration de ces événements dans certaines périodes spécifiques.

Tableau 5.11 : nombre des mois touché par une séquence extrême humide sur un intervalle de 04 années pour le SPI6

N° des stations	Max	Mois Correspond	P01	P02	P03	P04	P05	P06	P07	P08
1	2,54	Sept-03	0	0	0	2	0	4	0	4
2	2,32	Févr-87	3	0	0	2	1	0	0	0
3	2,57	Févr-78	3	3	0	0	0	0	0	0
4	2,69	Mai-96	4	0	0	0	0	5	0	0
5	2,57	Mai-81	3	7	0	0	0	0	0	1
6	2,67	Mai-74	9	0	0	0	0	0	0	0
7	3,12	Mai-96	2	0	0	0	0	8	0	0
8	2,87	Mai-74	6	0	0	0	0	0	0	0
9	2,72	Oct-90	2	0	0	0	6	0	0	0
10	2,31	Mai-74	6	3	1	0	0	0	0	0
11	2,56	Août-75	8	0	0	0	0	0	1	0
12	2,31	Oct-76	2	0	0	0	1	0	0	0
13	2,86	Mai-74	6	0	0	0	0	1	0	0
14	2,54	Août-75	7	0	0	0	0	0	0	0

La contribution des pluies (Tableau 5.12) durant la période P01 est en moyenne de 43 %. En revanche, durant les autres périodes, cette contribution est légèrement inférieure, avec une moyenne de 37 % pour les stations touchées par cette séquence. Durant la période P01, 12 stations ont enregistré une contribution des précipitations maximales journalières (Pj max) par rapport aux précipitations mensuelles (Pmens) variant entre 29 % et 63 %. La valeur maximale a été enregistrée à la station d'El Haçaïba, avec des apports pluviométriques de 90,6 mm Ces résultats soulignent une concentration importante des apports pluviométriques pendant la période P01, ce qui reflète l'ampleur des événements pluviométriques extrêmes dans la région étudiée.

Tableau 5.12 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI6

N° des stations	P01	P02	P03	P04	P05	P06	P07	P08
1	0%	0%	0%	42%	0%	57%	0%	60%
2	63%	0%	0%	25%	27%	0%	0%	0%
3	43%	28%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
4	40%	0%	0%	0%	0%	22%	0%	0%
5	53%	42%	0%	0%	0%	0%	0%	35%
6	47%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
7	29%	0%	0%	0%	0%	43%	0%	0%
8	49%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
9	0%	0%	0%	0%	41%	0%	0%	0%
10	39%	42%	35%	0%	0%	0%	0%	0%
11	41%	0%	0%	0%	0%	0%	36%	0%
12	30%	0%	0%	0%	24%	0%	0%	0%
13	46%	0%	0%	0%	0%	35%	0%	0%
14	39%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%

### C. SPI9

Les résultats de l'indice SPI9 (Tableau 5.13) montrent que la valeur maximale de SPI, soit +3,44, a été enregistrée à la station de Tabia durant le mois d'août 1996. En analysant les différentes périodes, on observe que durant les périodes P01 et P06, la majorité des stations ont enregistré des mois affectés par cette séquence, avec une moyenne de 4 mois par station. En revanche, durant les périodes P02, P03, P04, P05, P07 et P08, la plupart des stations n'ont pas été touchées par cette séquence extrême. Ces résultats mettent en évidence la répartition inégale des événements extrêmes d'humidité, avec des périodes spécifiques où ces événements ont un impact significatif sur les stations observées.

Tableau 5.13 : nombre des mois touché par une séquence extrême humide sur un intervalle de 04 années pour le SPI9

N° des stations	Max	Mois Correspond	P01	P02	P03	P04	P05	P06	P07	P08
1	2,33	Août-95	0	0	0	0	0	4	0	4
2	2,58	Mai-87	0	0	0	4	1	0	0	0
3	2,46	Févr-78	4	4	0	0	0	0	0	0
4	2,85	Janv-77	3	0	0	0	0	8	0	0
5	2,68	Août-81	7	9	0	0	0	0	0	0
6	2,49	Août-74	7	0	0	0	0	1	0	0
7	3,44	Août-96	1	0	0	0	0	10	0	0
8	2,64	Août-74	6	0	1	0	0	0	0	0
9	2,73	Nov-90	0	0	0	0	8	1	2	0
10	2,36	Oct-74	2	4	0	0	0	0	0	0
11	2,19	Août-74	5	0	1	0	0	1	0	0
12	2,46	Janv-77	3	0	0	0	0	0	0	0
13	2,8	Août-74	6	0	1	0	0	1	0	0
14	2,37	Août-74	4	0	0	0	0	0	0	0

La contribution des pluies (Tableau 5.14) durant la période P01 est en moyenne de 43 %. En revanche, durant les autres périodes, cette contribution est légèrement inférieure, avec une moyenne de 38 % pour les stations touchées par cette séquence. Durant la période P01, 11 stations ont enregistré une contribution des précipitations maximales journalières (Pj max) par rapport aux précipitations mensuelles (Pmens) variant entre 22 % et 74 %. La valeur maximale a été enregistrée à la station de Hassi Dahou, avec des apports pluviométriques de 77,3 mm Ces résultats soulignent la variabilité des apports pluviométriques entre les stations et les périodes, mettant en évidence l'importance des événements pluviométriques extrêmes dans la région observée.

Tableau 5.14 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI9

N° des stations	P01	P02	P03	P04	P05	P06	P07	P08
1	0%	0%	0%	0%	0%	57%	0%	64%
2	0%	0%	0%	48%	27%	0%	0%	0%
3	48%	31%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
4	30%	0%	0%	0%	0%	26%	0%	0%
5	64%	47%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
6	50%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
7	24%	0%	0%	0%	0%	45%	0%	0%
8	74%	0%	36%	0%	0%	0%	0%	0%
9	0%	0%	0%	0%	43%	45%	65%	0%
10	44%	42%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
11	44%	0%	44%	0%	0%	37%	0%	0%
12	29%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
13	49%	0%	23%	0%	0%	0%	0%	0%
14	22%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%

D. SPI12

Les résultats de l'indice SPI3 (Tableau 5.15) montrent que la valeur maximale de SPI, soit +3,54, a été enregistrée à la station de Tabia durant le mois de septembre 1996. Durant la période P01, la majorité des stations ont enregistré des mois affectés par cette séquence, avec une moyenne de 4 mois par station. En revanche, durant les périodes P02, P03, P04, P05, P06, P07 et P08, la plupart des stations n'ont pas été touchées par cette séquence extrême. Ces résultats illustrent la concentration de conditions climatiques favorables à des séquences pluviométriques extrêmes pendant certaines périodes spécifiques, tandis que d'autres périodes n'ont pas été marquées par ces événements.

Tableau 5.15 : nombre des mois touché par une séquence extrême humide sur un intervalle de 04 années pour le SPI12

N° des stations	Max	Mois Correspond	P01	P02	P03	P04	P05	P06	P07	P08
1	2,26	Sept-03	0	0	0	0	0	1	0	3
2	2,49	Mai-87	0	0	0	6	1	0	0	0
3	2,29	Févr-78	3	2	0	0	0	0	0	0
4	2,58	Sept-96	3	0	0	0	0	9	0	0
5	2,34	Juil-81	8	9	2	0	0	0	0	0
6	2,28	Oct-74	4	0	0	0	0	0	0	0
7	3,54	Sept-96	1	0	0	0	0	11	0	0
8	2,65	Nov-74	4	0	0	0	0	0	0	0
9	2,49	Févr-91	0	0	0	0	11	2	7	0
10	2,22	Mai-85	2	6	0	0	0	0	0	0
11	2,3	Oct-76	8	0	0	0	0	0	0	0
12	2,52	Janv-77	9	0	0	0	1	0	0	0
13	2,46	Août-74	5	1	0	0	0	0	0	0
14	2,04	Nov-74	2	0	0	0	0	0	0	0

La contribution des pluies (Tableau 5.14) durant la période P01 est en moyenne de 43 %. En revanche, durant les autres périodes, cette contribution est plus élevée, avec une moyenne de 51 % pour les stations touchées par cette séquence. Durant la période P01, 11 stations ont enregistré une contribution des précipitations maximales journalières (Pj max) par rapport aux précipitations mensuelles (Pmens) variant entre 24 % et 59 %. La valeur maximale a été enregistrée à la station de Hassi Dahou, avec des apports pluviométriques de 99,9 mm Ces résultats indiquent une variation significative des apports pluviométriques entre les stations, avec des événements extrêmes notables dans certaines d'entre elles, en particulier pendant la période P01.

Tableau 5.16 : la contribution des pluies sur un intervalle de 04 années pour SPI12

N° des stations	P01	P02	P03	P04	P05	P06	P07	P08
1	0%	0%	0%	0%	0%	100%	0%	62%
2	0%	0%	0%	64%	27%	0%	0%	0%
3	28%	39%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
4	44%	0%	0%	0%	0%	37%	0%	0%
5	58%	50%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
6	51%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
7	24%	0%	0%	0%	0%	45%	0%	0%
8	59%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
9	0%	0%	0%	0%	48%	67%	51%	0%
10	49%	41%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
11	37%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
12	32%	0%	0%	0%	50%	0%	0%	0%
13	43%	39%	0%	0%	0%	0%	0%	0%
14	53%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	0%

### 5.1.2. Suivre globale à l'échelle de bassin versant :

L'évolution temporelle des indices SPI à l'échelle du bassin versant de l'Oued Mekerra, calculée aux échelles de 3, 9, 12 et 24 mois, est présentée dans les figures suivantes, avec des intervalles de 4 ans. Cette analyse permet de visualiser les variations pluviométriques au fil du temps et d'observer les tendances des événements extrêmes (sécheresses et périodes humides) sur différentes échelles temporelles. Les figures fournissent une représentation graphique claire de ces fluctuations, facilitant ainsi l'interprétation des données dans le contexte spécifique du bassin versant de l'Oued Mekerra.

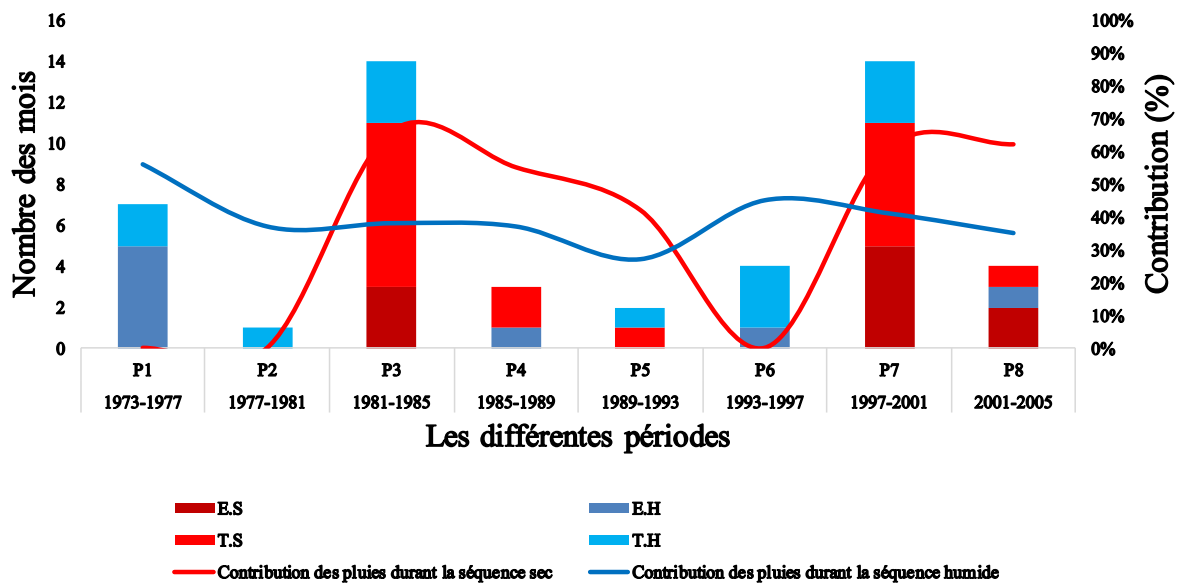


Figure 5.5 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI3 et dans un intervalle de temps de 04 ans

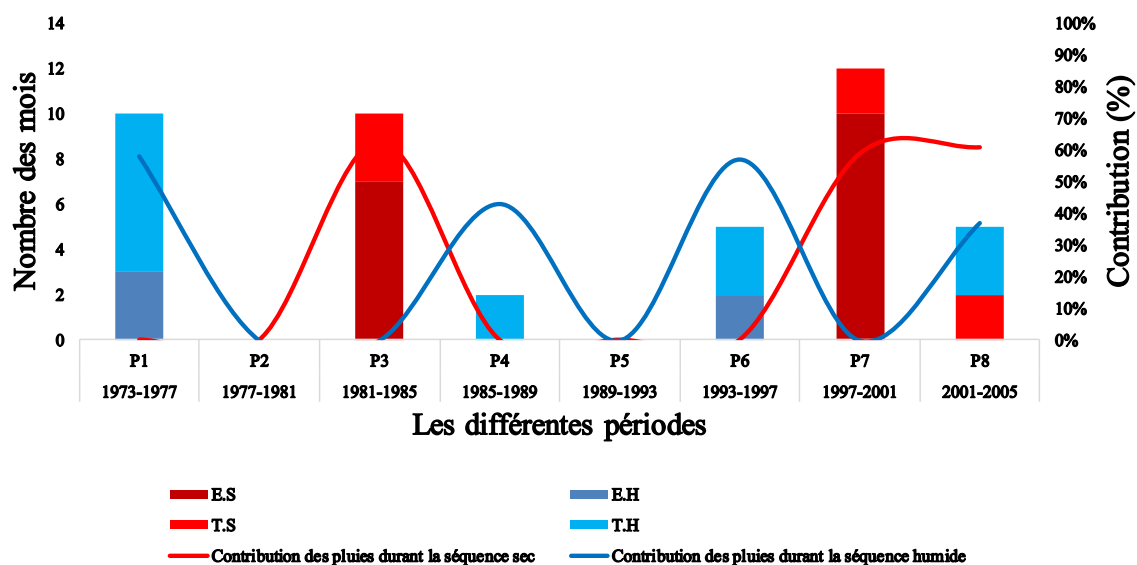


Figure 5.6 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI9 et dans un intervalle de temps de 04 ans

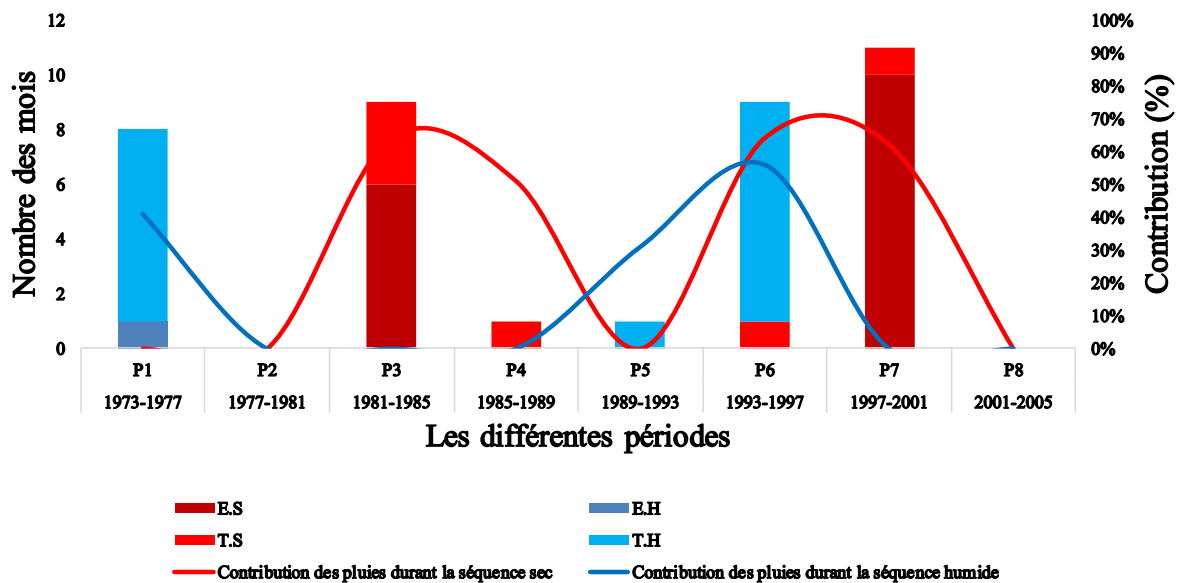


Figure 5.7 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI12 et dans un intervalle de temps de 04 ans

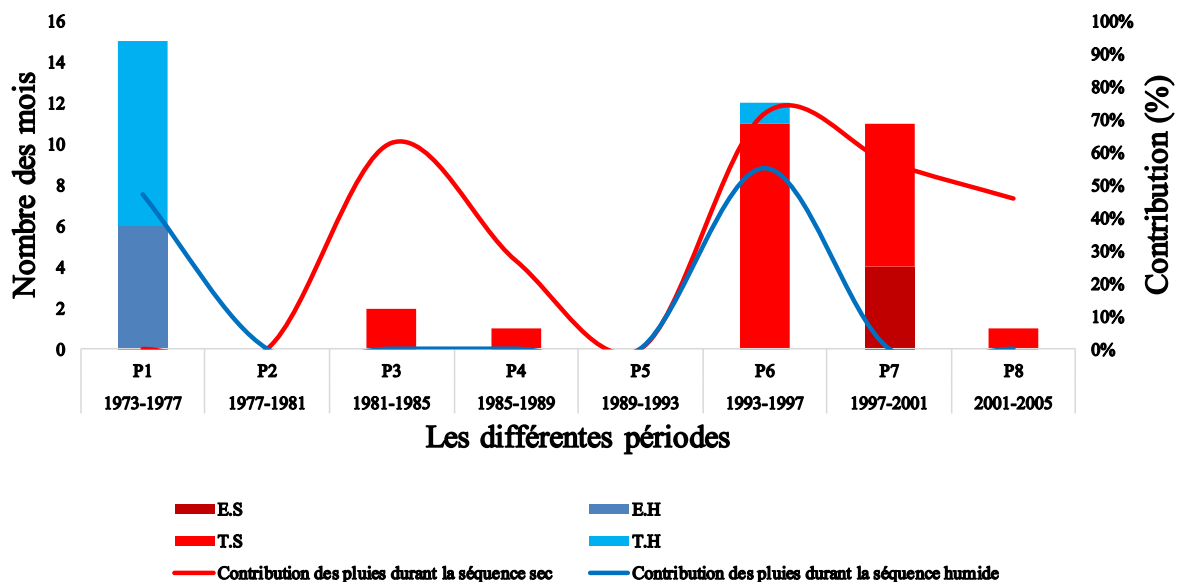


Figure 5.8 : nombre des mois et la contribution des pluies pour le SPI24 et dans un intervalle de temps de 04 ans

D'après les résultats des indices SPI-3 (Figure 5.5), SPI-09 (Figure 5.6) et SPI-12 (Figure 5.7), il est possible d'identifier les périodes durant lesquelles la sécheresse a affecté notre zone d'étude, à savoir la période P3 (1981-1985) et la période P7 (1997-2001). En revanche, les séquences humides ont été particulièrement remarquées durant les périodes P1 (1973-1977) et P6 (1993-1997), avec une contribution des précipitations qui s'élève à environ 35 % en moyenne. Pour les séquences sèches, les périodes P3 et P7 ont montré une forte contribution des pluies, atteignant environ 66 % en moyenne.

Selon les résultats de l'indice SPI-24 (Figure 5.8), l'humidité a été identifiée durant la période P1, avec une contribution de 45 %. Les autres périodes ont enregistré des séquences sèches, avec des contributions de pluies très élevées, supérieures à 60 %.

L'analyse des résultats du SPI met en évidence que la région a connu à la fois des séquences de sécheresse extrême (ES) et des périodes de sécheresse très extrême (TS). Les résultats de SPI-24 montrent que ces séquences ont été observées depuis l'année 1981, avec une contribution des pluies comprise entre 30 et 60 %. En revanche, des séquences d'humidité extrême (EH) et d'humidité très extrême (TH) ont été remarquées durant la période P1 (1973-1977), où les précipitations ont enregistré une contribution inférieure à 40 %. Ces résultats révèlent la variabilité climatique de la région et l'impact significatif des événements extrêmes sur la distribution des précipitations.

### **5.1.3. Synthèse :**

L'analyse des résultats du SPI pour la zone d'étude a révélé que la région a été soumise à des séquences de sécheresse extrême (ES) et très sèche (TS). Ces séquences ont été enregistrées depuis 1981, avec une contribution des pluies fluctuante entre 30 et 60 %. En revanche, des séquences d'humidité extrême (EH) et très extrême (TH) ont été observées pendant la période P1 (1973-1977), caractérisée par des précipitations ayant une contribution inférieure à 40 %.

Durant la période d'étude, une forte hausse des paramètres hydro-pluviométriques a été notée pendant les mois d'août, septembre et octobre, coïncidant avec des épisodes d'inondations affectant la zone d'étude. Parallèlement, la région a souffert d'une sécheresse prolongée depuis 1981, entraînant plusieurs phénomènes notables :

1. La dégradation du sol et l'érosion : Cette dégradation a été confirmée par (Mohamed, 2012), qui ont mesuré la dégradation spécifique sur 12 ans à la station de Sidi Bel Abbes. Les résultats ont montré des valeurs variantes entre 4,217 et 124,384 t/km<sup>2</sup>/an, avec une moyenne de 44,048 t/km<sup>2</sup>/an, correspondant à une concentration annuelle moyenne de 4,52 g/L.
2. La baisse de la production agricole : En raison de la rareté des ressources en eau, seulement 7150 hectares sur les 30 000 hectares de terres irrigables sont réellement irrigués, comme l'indique (Slimani, 1998). Cette situation a conduit à une diminution de la productivité agricole.

3. Le risque d'inondations : Les inondations représentent un danger majeur, transformant ce risque en un péril pour les propriétés, l'agriculture et l'industrie. souligne ces impacts graves.

Il est important de mentionner que cette région a subi plusieurs tragédies humaines en raison des inondations, comme l'inondation de Sidi Bel Abbes du 04/10/86 (1 mort, 200 blessés) et celle de Moulay Slissen du 17/08/97 (1 mort, 34 blessés), selon les rapports de (Yahiaoui, 2012b).

Ces observations mettent en évidence les défis environnementaux et socio-économiques auxquels la région est confrontée, soulignant l'importance de mettre en place des stratégies de gestion durable des ressources en eau et de prévention des catastrophes naturelles.

## **5.2. Suivi des indices de la pluie extrêmes :**

Pour caractériser les variations du régime des précipitations dans cette zone géographique, une analyse des données provenant de trois stations pluviométriques, à savoir Ras El Ma, Sidi Ali Benyoub et SBA, a été réalisée. Ces stations ont fourni des données quotidiennes pour la période s'étalant de septembre 1970 à août 2011. Afin d'accomplir cette tâche, nous avons calculé les indicateurs recommandés par l'ETCCDI (Expert Team on Climate Change Detection and Indices), à savoir CDD (Consecutive Dry Days - nombre de jours consécutifs sans pluie), CWD (Consecutive Wet Days - durée des périodes humides), PRCPTOT (Total Precipitation - précipitation totale), Rx1Day (Maximum 1-day Precipitation - précipitation maximale sur 1 jour), Rx5Day (Maximum 5-day Precipitation - précipitation maximale sur 5 jours), R10 (Number of Days with more than 10 mm of rain - nombre de jours avec plus de 10 mm de pluie), R20 (Number of Days with more than 20 mm - nombre de jours avec plus de 20 mm), R25 (Number of Days with more than 25 mm - nombre de jours avec plus de 25 mm), R95PRCP (Precipitation exceeding the 95th percentile - précipitation supérieure au 95e percentile), R95NB (Number of Days with precipitation exceeding R95PRCP - nombre de jours avec des précipitations supérieures à R95PRCP), R99PRCP (Precipitation exceeding the 99th percentile - précipitation supérieure au 99e percentile), et R99NB (Number of Days with precipitation exceeding R99PRCP - nombre de jours avec des précipitations supérieures à R99PRCP).

Le but de cette analyse consiste à examiner les variations des précipitations pendant la période étudiée, dans le but de mieux appréhender l'évolution des phénomènes pluviométriques extrêmes et leur influence sur le climat local. Ces indicateurs constituent un fondement robuste

pour évaluer les variations des schémas de précipitations et s'avèrent indispensables pour anticiper les évolutions climatiques futures dans la région.

### **5.2.1. Les jours consécutifs sec (CDD) et les jours consécutifs pluvieux (CWD) :**

Les figures ci-dessous présentent l'évolution temporelle des deux indices CDD et CWD pour les trois stations examinées.

L'analyse effectuée à la station de Ras El Ma révèle une stabilité dans la fréquence des jours de pluie consécutifs (Figure 5.9 A), avec une moyenne de 3 jours par an. Le record de pluviométrie maximal a été atteint en 1974, avec une durée de précipitations ininterrompues s'étendant sur 7 jours. En revanche, une augmentation est observée dans le cumul des précipitations enregistrées pendant cette période (Figure 5.9 C), avec un coefficient de corrélation de Kendall de +0,206. La moyenne des précipitations pendant cette période s'élève à environ 23 mm par an, avec un pic enregistré en 2003, atteignant 47,5 mm sur une durée de trois jours consécutifs. En outre, les résultats obtenus à partir de l'application de la méthode du double cumul, qui combine le nombre de jours consécutifs de pluie et la quantité totale de précipitations sur ces jours, révèlent un changement significatif en 1995 (Figure 5.9 D). Avant cette période, la durée moyenne des épisodes pluvieux consécutifs s'élevait à 4 jours par an, pour un cumul moyen de précipitations annuel de 18 mm. Après 1995, il y a eu une diminution de 3 jours en moyenne par an (ce qui représente une réduction de 25 %) pour le nombre de jours. En revanche, la somme des précipitations a augmenté de 31 mm en moyenne par an (soit une hausse de 42 %).

Pour la tendance du nombre de jours consécutifs sans pluie, on observe une diminution (Figure 5.9 B), avec un coefficient de corrélation de Kendall d'environ -0,274. En moyenne, il y a 105 jours sans pluie par an, avec un record de 280 jour consécutif sans précipitations enregistré en 1971. L'examen des résultats obtenus à partir de la méthode du simple cumul, qui combine le cumul du nombre de jours consécutifs sans pluie et les années (Figure 5.9 E), révèle également une discontinuité en 1985. Avant cette période, la moyenne annuelle des jours sans pluie s'élevait à 133 jours, alors qu'après cette période, elle a chuté à 87 jours par an, ce qui représente une baisse de 34 %.

Ces résultats mettent en évidence une modification notable du schéma de précipitations dans la zone de Ras El Ma. Ce schéma est caractérisé par une diminution de la durée des périodes de pluie consécutives et une augmentation de l'intensité des précipitations durant ces périodes. Il s'accompagne d'une baisse significative du nombre de jours consécutifs sans pluie au fil des années.

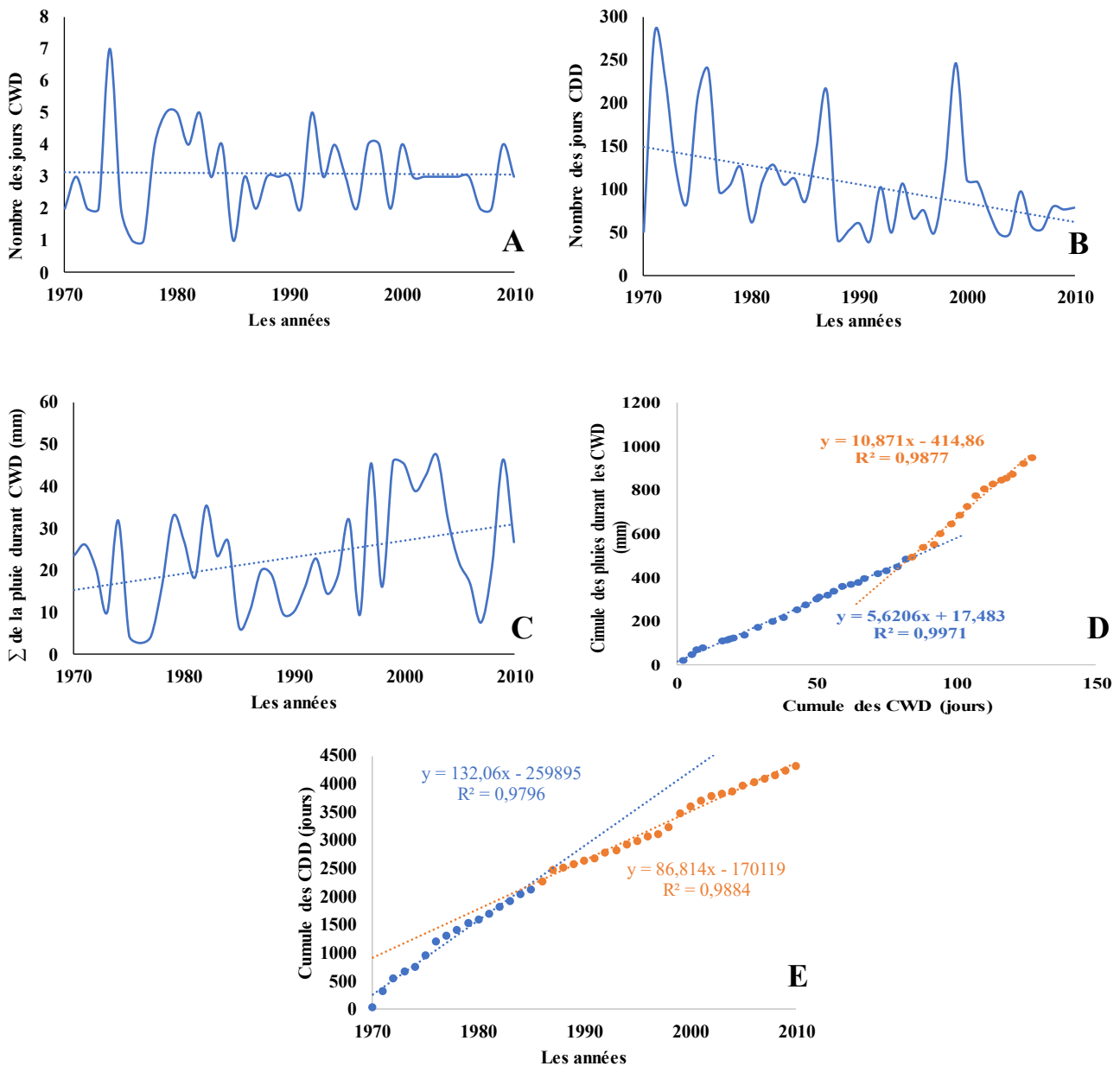


Figure 5.9 : Résultats d’analyse des deux indices CWD et CDD dans la station de Ras El Ma : **A** le nombre des jours consécutifs pluvieux ; **B** le nombre des jours consécutif sec ; **C** la somme de la pluie durant les jours consécutifs pluvieux ; **D** la méthode de double masse entre le cumul de CWD et la somme de pluie durant ces jours ; **E** la méthode de simple cumule entre les années et le cumule de CDD

Selon les données exposées dans la Figure 5.10 A, la station de Sidi Ali Benyoub a enregistré une diminution légère du nombre de jours de pluie consécutifs (tau de Kendall = -0,051). En moyenne, ces jours consécutifs ont connu une durée de 5 jours avec une accumulation de 49 mm de précipitations pendant la période étudiée. En 1973, le nombre maximal de jours consécutifs de pluie a été observé, atteignant ainsi sa valeur la plus haute, tandis qu'en 1978, le nombre minimal de jours consécutifs de pluie a été enregistré, marquant ainsi sa valeur la plus basse.

Pour le cumul des précipitations enregistrées pendant cette période (Figure 5.10 C), on constate une stabilité avec des variations importantes d'une année à l'autre. En moyenne, les précipitations s'élèvent à 49 mm, avec un pic de 87,4 mm enregistré en 1973 lors de 6 jours consécutifs de pluie. En 1974, le niveau le plus bas a été atteint avec une quantité de pluie de seulement 12,4 mm sur une période de 3 jours consécutifs.

L'examen des résultats obtenus par la méthode du double cumul (Figure 5.10 D) met en évidence une discontinuité significative en 1977. Avant cet épisode de temps sec, la durée moyenne des périodes consécutives de pluie était de 6 jours, pendant lesquels il est tombé un total de 50 mm de précipitations. À la suite de cette période, la durée moyenne des épisodes pluvieux consécutifs a été réduite à 4 jours, accompagnée d'une moyenne de 48 mm de précipitations.

En analysant les données de la Figure 5.10 C, il est observé une baisse de 33 % dans la durée des jours pluvieux consécutifs, associée à une diminution de 4 % du total des précipitations enregistrées pendant ces périodes. Ces évolutions reflètent une inclination vers des durées de pluie plus brèves et des variations faibles de l'intensité des précipitations, ce qui suggère une altération du schéma de précipitations à la station de Sidi Ali Benyoub au fil des années.

On observe une diminution légère du nombre de jours consécutifs sans pluie (Figure 5.10 B), avec un tau de Kendall de -0,048. En moyenne, il y avait 75 jours secs par an. Le record maximal a été établi en 1974, avec une période de 233 jour consécutive sans précipitations, alors que le record minimal a été enregistré en 2007, avec seulement 35 jours consécutifs sans pluie.

Les résultats obtenus à partir de la méthode du simple cumul (Figure 5.10 E) ont mis en évidence une discontinuité significative en 1982. Avant cette discontinuité, la moyenne des jours consécutifs sans pluie s'élevait à 92 jours par an, alors qu'après cette période, elle a chuté à 70 jours par an, ce qui représente une diminution de 24 %. Cette baisse met en évidence une tendance à la diminution des périodes de sécheresse prolongée dans la région, ce qui suggère un changement dans le régime climatique local.

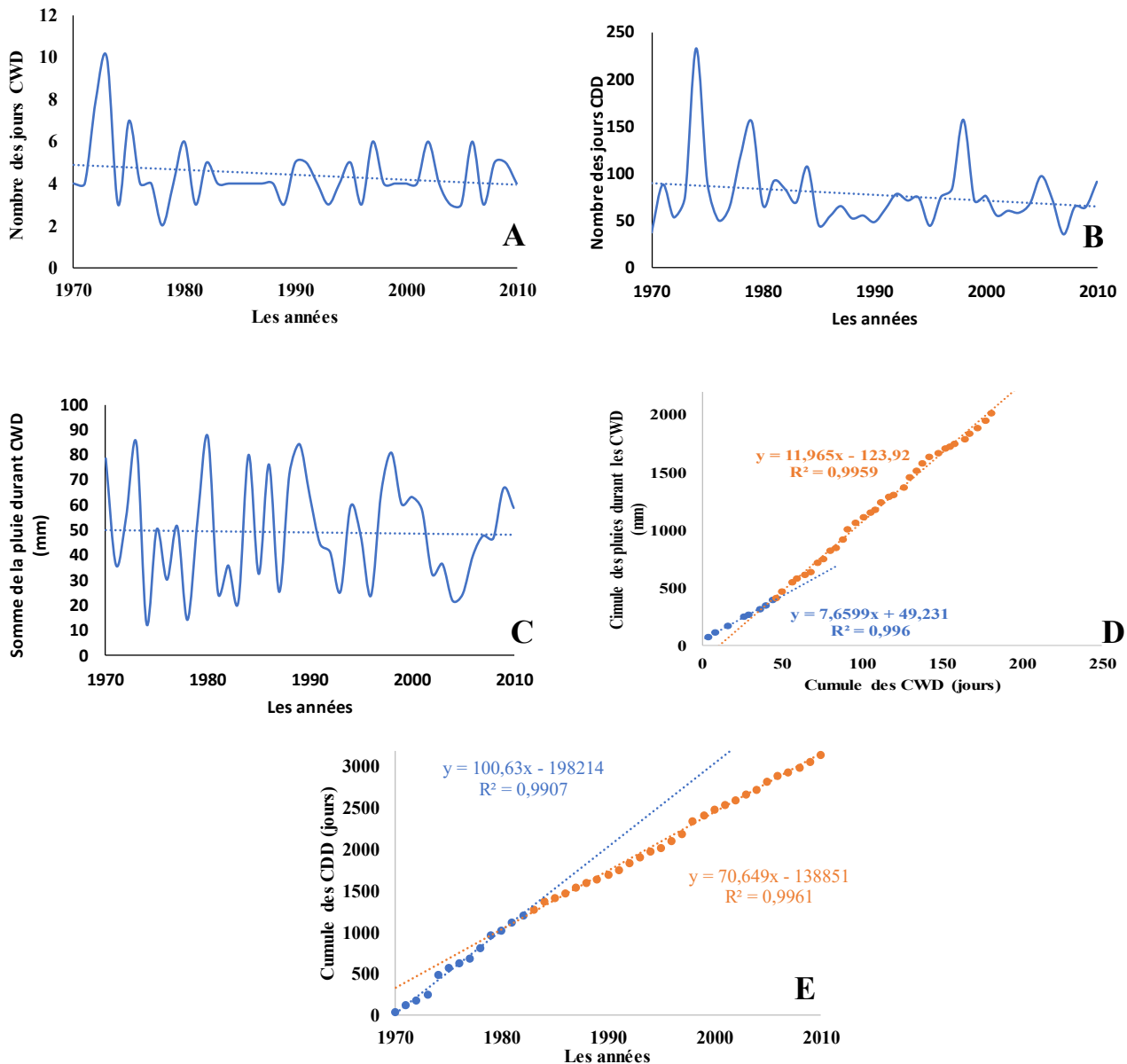


Figure 5.10 : Résultats d'analyse des deux indices CWD et CDD dans la station de Sidi Ali Benyoub : A le nombre des jours consécutifs pluvieux ; B le nombre des jours consécutif sec ; C la somme de la pluie durant les jours consécutifs pluvieux ; D la méthode de double masse entre le cumul de CWD et la somme de pluie durant ces jours ; E la méthode de simple cumule entre les années et le cumul de CDD

Selon les données exposées dans la Figure 5.11 A, la station SBA a observé une diminution légère du nombre de jours de pluie consécutifs (tau de Kendall = -0,031). En général, la durée moyenne de ces périodes de pluie consécutives est de 4 jours. En 1982, on a enregistré un pic avec une durée de pluie de 8 jours consécutifs, alors qu'en 1975, on a observé un creux avec seulement 2 jours consécutifs de pluie.

On constate également une légère diminution de la quantité de précipitations cumulées durant cette période, comme illustré dans la Figure 5.11 C (tau de Kendall = -0,034). Le niveau moyen de précipitations s'élève à 47 mm. Le record maximal a été atteint en 1984, avec une accumulation de 175,1 mm de précipitations sur une période de 6 jours consécutifs, alors que le minimum a été enregistré en 1988, avec seulement 16,1 mm de pluie sur une durée de 3 jours. L'examen des résultats obtenus à travers l'application de la méthode du double cumul (Figure 5.11 D) a mis en évidence l'existence de deux ruptures significatives. La première discontinuité a été constatée en 1983, lorsque la durée moyenne était de 4 jours et 45 mm. Puis, après cette année, le nombre de jours consécutifs de pluie a augmenté à 5 jours pour une moyenne de 55 mm. La seconde rupture a été observée en 1993, avec une moyenne de 4 jours et 44 mm.

En revanche, on observe une légère diminution du nombre de jours consécutifs sans pluie (Figure 5.11 B), avec un tau de Kendall de -0,065. En moyenne, il y a 77 jours sans pluie. En 1985, on a enregistré le nombre maximal de 128 jours consécutifs sans précipitations, alors qu'en 1995, le minimum a été atteint avec seulement 39 jours consécutifs sans pluie. D'après les données de la Figure 5.11 E, la série a connu une rupture en 1988. Avant la rupture, la moyenne des jours sans pluie s'élevait à 82 jours, alors qu'après cette période, elle a chuté à 72 jours, ce qui représente une diminution de 11 %. Ces évolutions mettent en évidence des modifications des régimes de précipitations et de sécheresse au fil des années, révélant des tendances climatiques significatives dans la région de SBA.

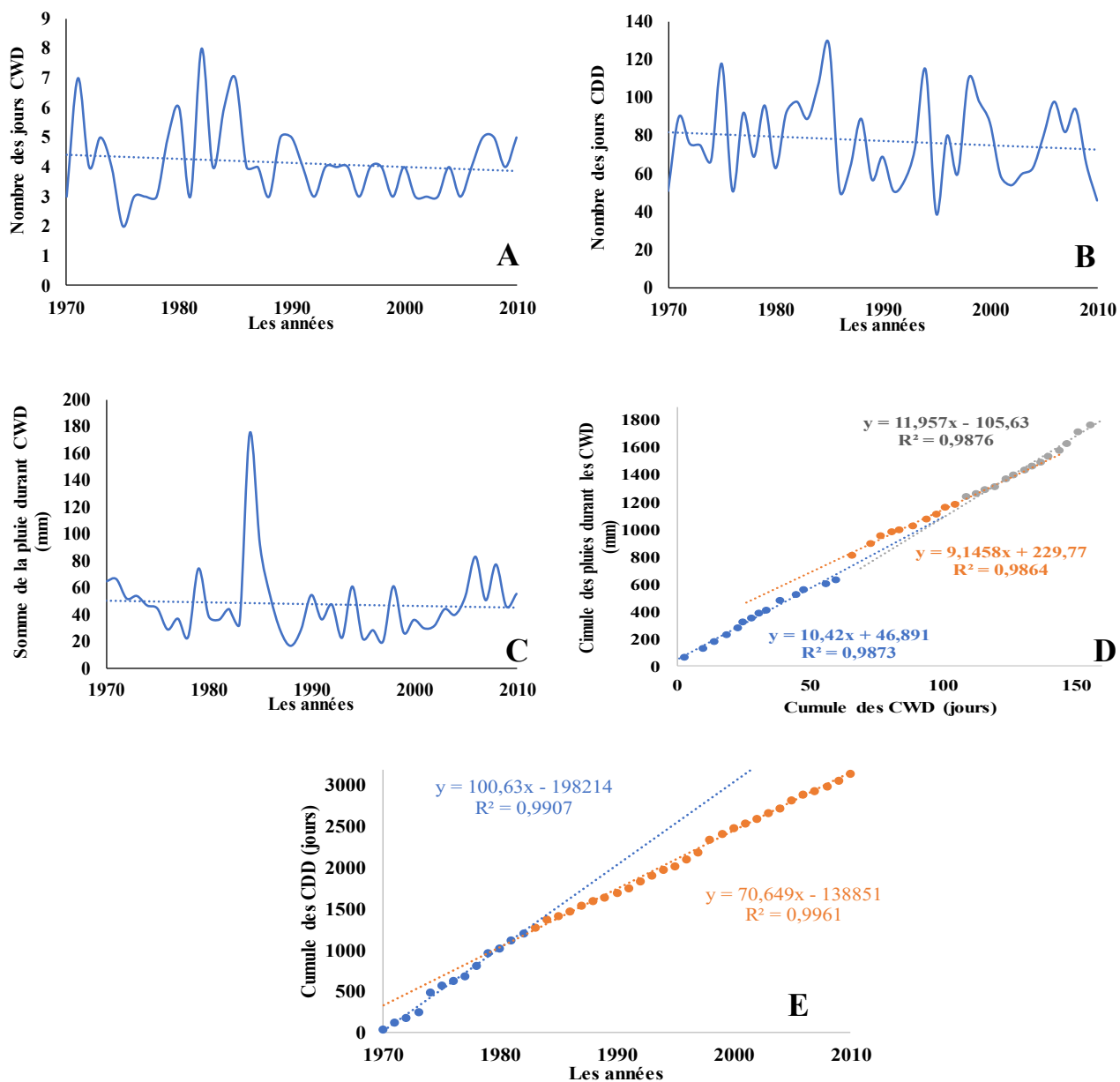


Figure 5.11 : Résultats d'analyse des deux indices CWD et CDD dans la station de SBA : **A** le nombre des jours consécutifs pluvieux ; **B** le nombre des jours consécutif sec ; **C** la somme de la pluie durant les jours consécutifs pluvieux ; **D** la méthode de double masse entre le cumul de CWD et la somme de pluie durant ces jours ; **E** la méthode de simple cumule entre les années et le cumul de CDD

### 5.2.2. Précipitations annuelles totales durant les jours pluvieux (PRCPTOT) :

Les figures ci-dessous illustrent l'évolution temporelle des indices PRCPTOT (précipitation totale) et NB PRCPTOT (nombre de jours avec une pluviométrie supérieure ou égale à 1 mm) pour les trois stations examinées. Ces indicateurs permettent d'analyser les tendances générales des précipitations sur une période spécifique, ainsi que la fréquence des jours présentant des précipitations importantes. L'étude de ces indicateurs permet d'acquérir une compréhension approfondie des fluctuations des précipitations dans la zone, ce qui facilite la compréhension

de l'évolution des phénomènes climatiques extrêmes au fil du temps. Les graphiques illustrent les variations des précipitations totales et la répartition des jours de pluie pendant la période analysée

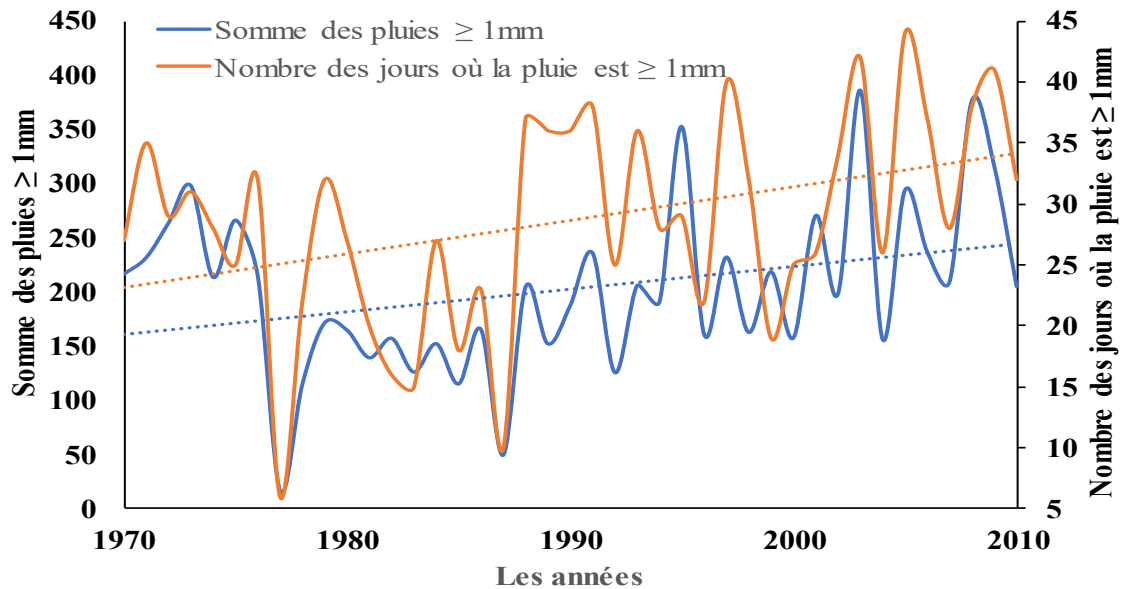


Figure 5.12 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice PRCPTOT et NB PRCPTOT à la station de Ras El Ma

Selon les données présentées dans la Figure 5.12, la station de Ras El Ma a observé une augmentation des précipitations dépassant 1 mm, avec un coefficient de corrélation de Kendall de +0,180. La moyenne des précipitations s'élève à 203 mm, avec un pic observé en 2003, lorsque 386,6 mm ont été enregistrés sur une période de 42 jours. En revanche, une quantité minimale de précipitations a été enregistrée en 1977, totalisant seulement 15,8 mm sur une période de 6 jours consécutifs de pluie.

De surcroît, on observe une augmentation du nombre de jours où les précipitations dépassent 1 mm, comme en témoigne un coefficient de corrélation de Kendall de +0,251. En général, la moyenne annuelle est de 29 jours de pluie, avec un pic enregistré en 2005, où 44 jours de pluie ont été observés, totalisant 294,2 mm de précipitations. En 1977, le nombre minimal de jours de pluie a été enregistré, s'élevant à seulement 6 jours pour toute l'année. Ces résultats mettent en évidence une tendance à l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations au fil des années dans cette station.

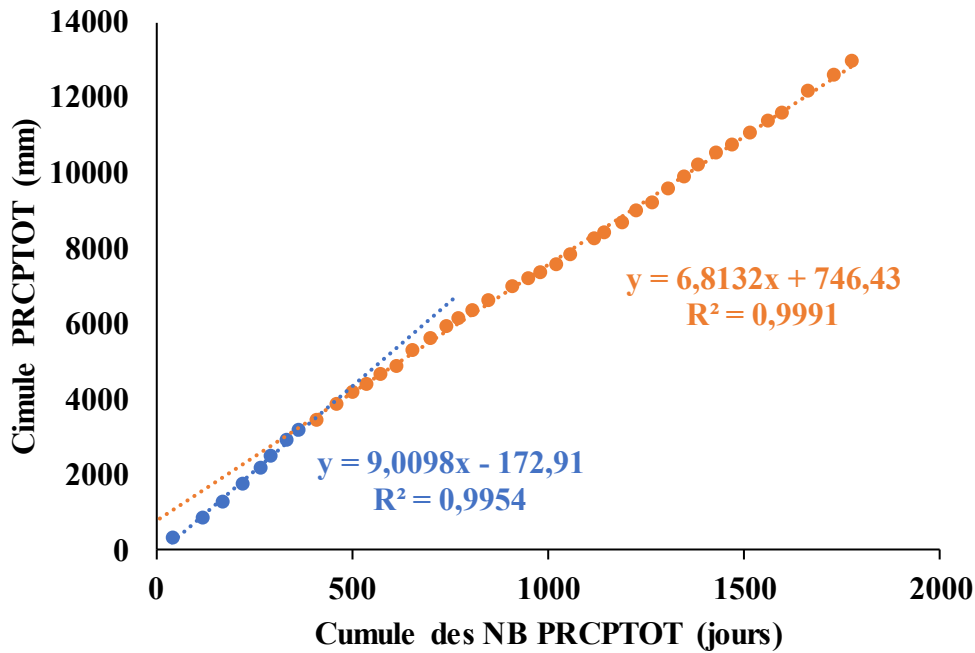


Figure 5.13 : Courbe de double masse entre le cumule de PRCPTOT et le cumule de NB PRCPTOT à la station de Ras El Ma

L'application de la méthode de double masse, établie sur l'accumulation du nombre de jours avec une pluviométrie dépassant 1 mm et la somme des précipitations excédant 1 mm (Figure 5.13), indique que l'année de rupture est 1977. Précédant cette discontinuité, la moyenne de l'indice PRCPTOT s'élevait à 396 mm. Néanmoins, à partir de cette date, l'indice a connu une diminution pour atteindre 297 mm, ce qui représente une baisse de 25 %.

Pour l'indice NB PRCPTOT, les données indiquent qu'avant la rupture, la moyenne des jours de pluie était de 46 jours, alors qu'après cette période, cette moyenne a diminué à 43 jours, ce qui équivaut à une baisse de 6 %. Ces résultats mettent en évidence une diminution de l'intensité et de la fréquence des précipitations après 1977, ce qui représente un changement notable dans le schéma de précipitations de la station analysée.

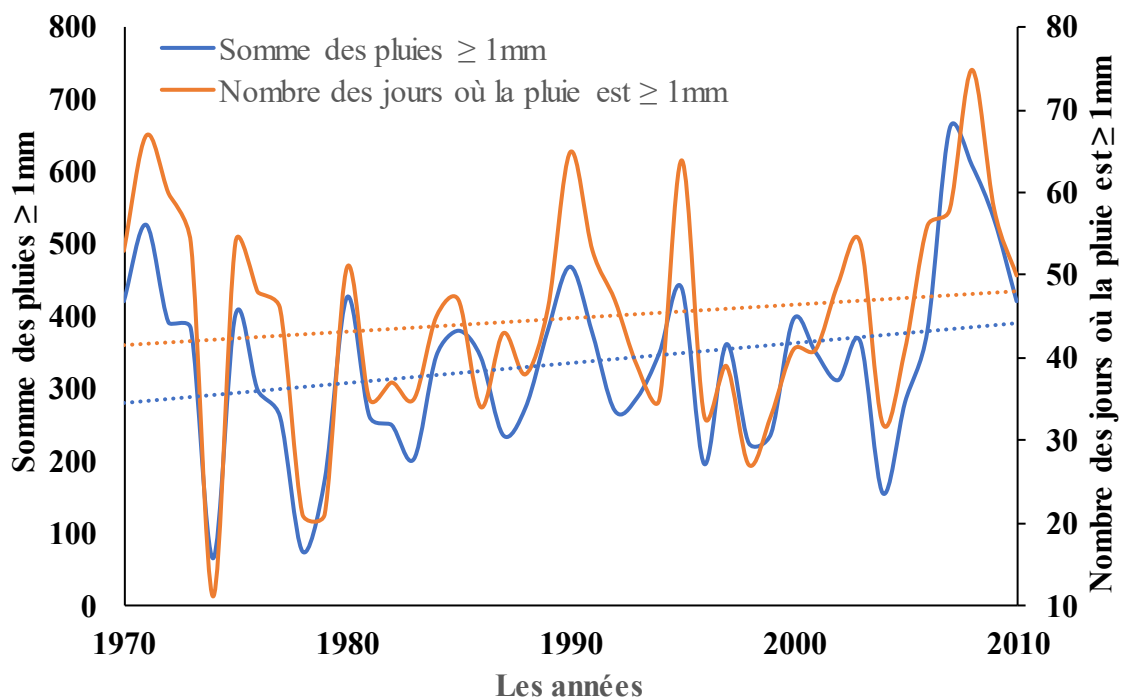


Figure 5.14 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice PRCPTOT et NB PRCPTOT à la station de Sid Ali Benyoub

La station de Sidi Ali Benyoub a observé une augmentation des valeurs enregistrées pour l'indice PRCPTOT (Figure 5.14), avec un coefficient de corrélation de Kendall de +0,117. La moyenne des précipitations totales, notée PRCPTOT, s'élève à 336 mm. Le pic a été enregistré en 2007, atteignant 660,2 mm sur une période de 58 jours de précipitations, alors que le creux a été relevé en 1974, avec seulement 65,4 mm.

Pour l'indice NB PRCPTOT, on a également constaté une légère augmentation (tau de Kendall = +0,057). En moyenne, il y a 44 jours de pluie par an. En 2008, le nombre maximal de jours de pluie a été observé, s'élevant à 75 jours, pour un cumul de précipitations de 294,2 mm. En revanche, l'année 1974 a enregistré un minimum de précipitations, avec seulement 11 jours de pluie. Les résultats indiquent une tendance globale à l'augmentation des quantités totales de précipitations et du nombre de jours de pluie à la station de Sidi Ali Benyoub au fil des années.

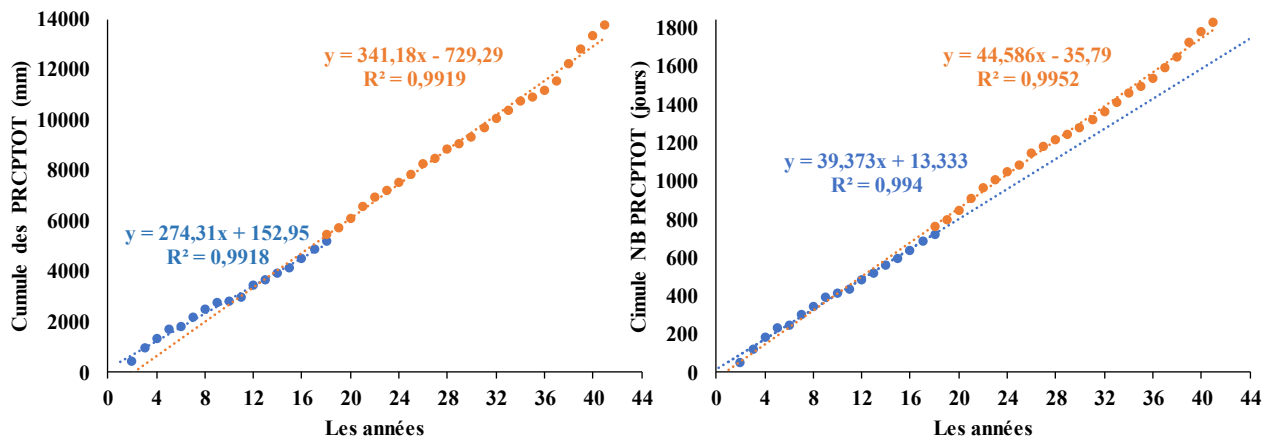


Figure 5.15 : Courbe de simple cumule des deux indices PRCPTOT et NB PRCPTOT à la station de Sidi Ali Benyoub

L'approche de double cumul, combinant le nombre de jours de pluie excédant 1 mm (NB PRCPTOT) et le total des précipitations (PRCPTOT), n'a pas révélé de résultats significatifs pour cette station. Par conséquent, nous avons utilisé la méthode de cumul simple entre le nombre total de précipitations observées et les précipitations totales au fil des années (Figure 5.15). Les résultats indiquent que la date de rupture pour les deux indices est en 1986.

Avant cette période, la moyenne de l'indice PRCPTOT était de 306 mm, alors qu'après 1986, cette moyenne a augmenté pour atteindre 357 mm, ce qui représente une augmentation de 16 %. En revanche, on observe une évolution similaire pour l'indice NB PRCPTOT, passant d'une moyenne de 42 jours avant 1986 à 47 jours après cette année, ce qui correspond à une augmentation de 11 %. Les résultats mettent en évidence une tendance globale à l'augmentation des précipitations totales et du nombre de jours pluvieux après 1986, ce qui suggère une modification du régime de pluie de la station de Sidi Ali Benyoub.

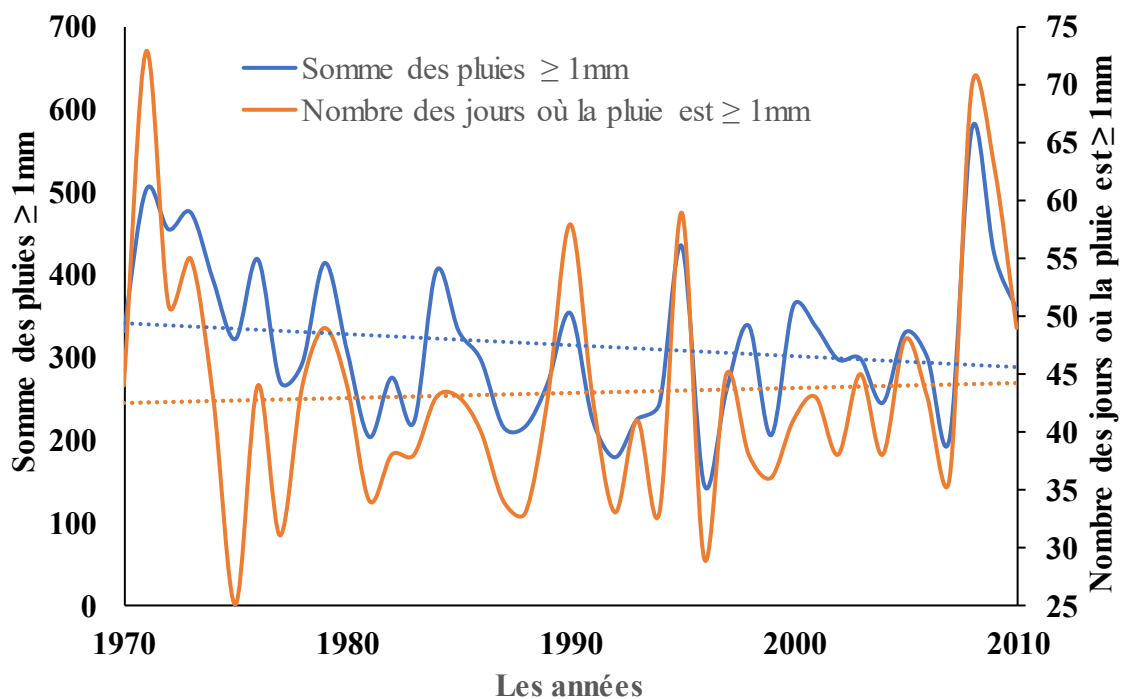


Figure 5.16 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice PRCPTOT et NB PRCPTOT à la station de SBA

Selon les données exposées dans la Figure 5.16, la station SBA a observé une diminution des précipitations excédant 1 mm, avec un coefficient de corrélation de Kendall de  $-0,124$ . La moyenne des précipitations s'élève à 316 mm, avec un pic enregistré en 2008, atteignant 576,9 mm sur une période de 70 jours, et un creux de 145,9 mm en 1996, sur 29 jours de pluie.

Cette figure met également en évidence la stationnarité de l'indice NB PRCPTOT d'une année à l'autre. En moyenne, il y a 43 jours de pluie par an. Le pic a été enregistré en 1971, avec un total de 73 jours de pluie pour une quantité de précipitations de 502,8 mm, alors que le creux a été atteint en 1975, avec seulement 25 jours de pluie pour un total de 322 mm. Ces résultats suggèrent que, malgré une diminution de la quantité totale de précipitations, la fréquence des jours de pluie a fluctué d'une année à l'autre sans montrer de tendance claire.

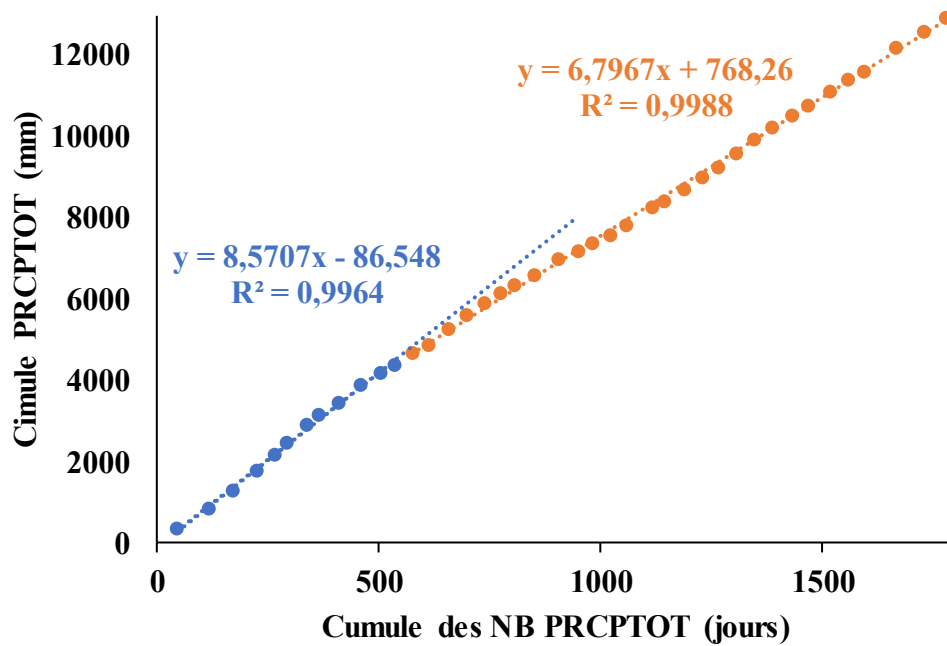


Figure 5.17 : Courbe de double masse entre le cumul de PRCPTOT et le cumul de NB PRCPTOT à la station de SBA

Cette figure met également en évidence la stationnarité de l'indice NB PRCPTOT d'une année à l'autre. En moyenne, il y a 43 jours de pluie par an. Le pic a été enregistré en 1971, avec un total de 73 jours de pluie pour une quantité de précipitations de 502,8 mm, alors que le creux a été atteint en 1975, avec seulement 25 jours de pluie pour un total de 322 mm. Ces résultats suggèrent que, malgré une diminution de la quantité totale de précipitations, la fréquence des jours de pluie a fluctué d'une année à l'autre sans montrer de tendance claire.

Quantité totale de précipitations (PRCPTOT). Cette analyse met en lumière une discontinuité majeure en 1982. Avant cet événement, le cumul des précipitations s'élevait à 366 mm, alors qu'après cette période de transition, il a chuté à 296 mm, ce qui représente une diminution de 19 %.

En parallèle, on a observé une légère diminution de l'indice NB PRCPTOT, qui est passé de 45 jours en moyenne avant la rupture à 43 jours en moyenne après, ce qui représente une baisse de 4 %. Les résultats de l'étude révèlent une diminution significative simultanément des quantités totales de précipitations et du nombre de jours de pluie à partir de l'année 1982, ce qui témoigne d'une altération du schéma de précipitations de la station de SBA.

### 5.2.3. Maximum des précipitations annuelles de 1 jour (Rx1Day) et 05 jours successifs (Rx5Day) :

Les figures suivantes présentent l'évolution temporelle des indices Rx1Day (précipitation maximale sur 1 jour) et Rx5Day (précipitation maximale sur 5 jours) pour les trois stations examinées. Ces indicateurs permettent d'analyser les fluctuations des phénomènes météorologiques extrêmes liés aux précipitations, que ce soit à court terme (1 jour) ou à plus long terme (5 jours). L'examen de ces indicateurs permet d'appréhender les tendances des précipitations extrêmes et leur évolution dans la région au cours des années. Ces résultats revêtent une importance capitale dans la compréhension des variations de l'intensité des précipitations et de leur influence potentielle sur les événements climatiques extrêmes.

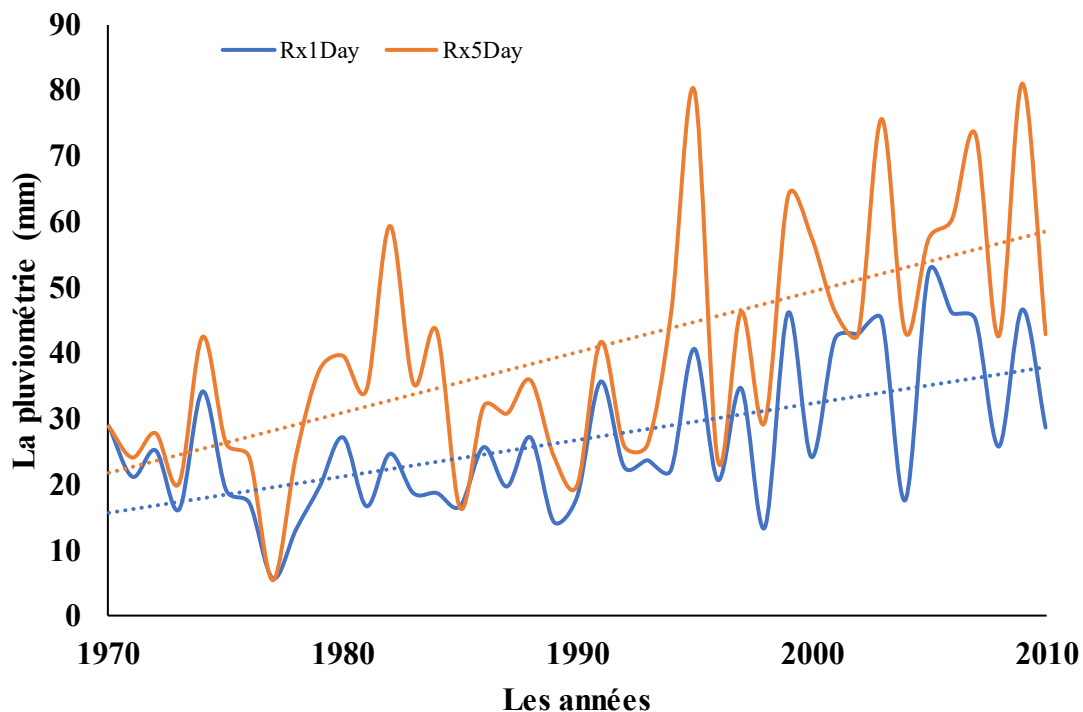


Figure 5.18 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice Rx1Day et Rx5Day à la station de Ras El Ma

La station de Ras El Ma a connu une augmentation significative des valeurs de l'indice Rx5Day, présentant un coefficient de corrélation de Kendall de +0,428. La moyenne des précipitations maximales sur une période de cinq jours s'élève à 40 mm, avec un pic enregistré en 2009, atteignant 81,2 mm En 1977, le niveau le plus bas a été enregistré, atteignant seulement 5,5 mm L'indice Rx1Day a présenté une tendance à la hausse, avec un tau de Kendall de +0,375. En moyenne, les précipitations maximales enregistrées sur une journée s'élèvent à 26 mm Le pic a été atteint en 2005, avec une valeur de 55,2 mm, alors que le creux a été enregistré en 1977, avec une valeur équivalente de 5,5 mm Ces résultats soulignent une augmentation significative

de l'intensité des précipitations extrêmes, simultanément sur une période d'un jour et sur cinq jours, observée au fil du temps à la station de Ras El Ma.

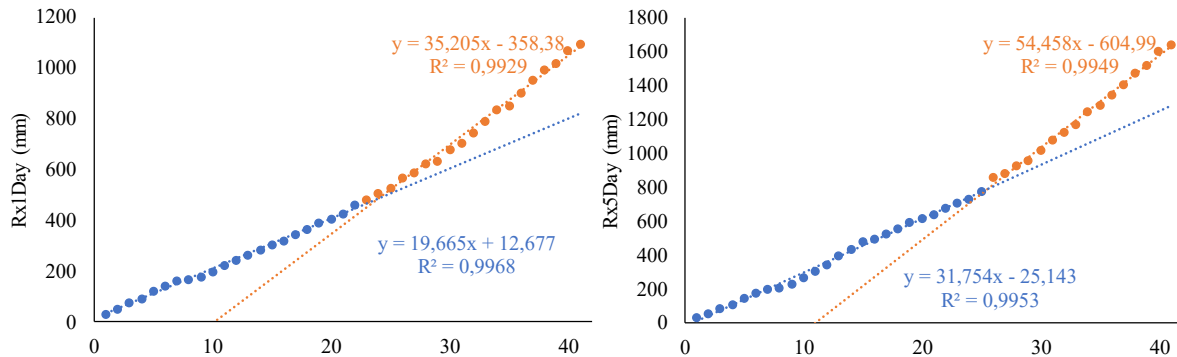


Figure 5.19 : Courbe de simple cumule entre le cumule de Rx1Day et les années, le cumule de Rx5Day et les années à la station de Ras El Ma

Selon la Figure 5.19, on observe une rupture significative du cumule de l'indice Rx1Day en 1991. Avant cette période, la moyenne des précipitations maximales journalières s'élevait à 21 mm. Après cette transition, une augmentation de 62 % a été observée, faisant ainsi passer la moyenne à 34 mm.

Pour l'indice Rx5Day, les résultats révèlent également une discontinuité en 1994. Avant la rupture, la moyenne des précipitations maximales sur une période de 5 jours s'élevait à 31 mm, alors qu'après cette période, elle a augmenté à 54 mm, ce qui représente une augmentation de 74 %. Ces modifications reflètent une augmentation des phénomènes de précipitations extrêmes au fil des années, notamment après les années 1991 et 1994.

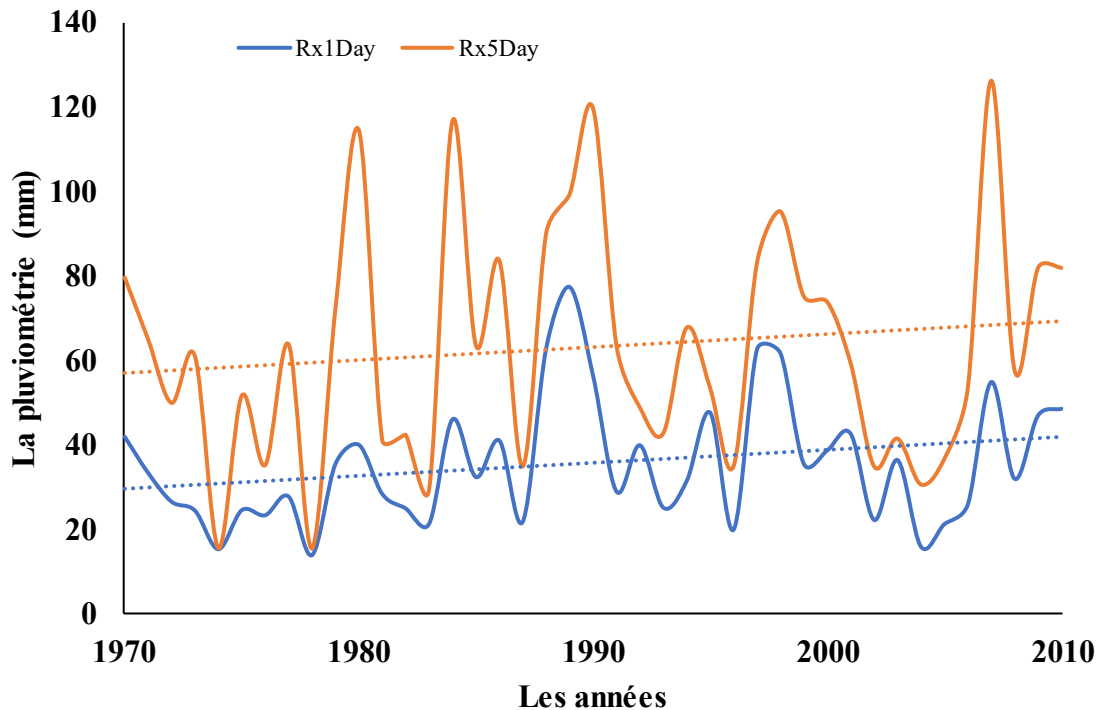


Figure 5.20: Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice Rx1Day et Rx5Day à la station de Sidi Ali Benyoub

D'après les données présentées dans la Figure 5.20, il est observé une augmentation des indices Rx1Day et Rx5Day à la station de Sidi Ali Benyoub, avec des coefficients de corrélation de Kendall respectifs de  $+0,165$  pour Rx1Day et de  $+0,066$  pour Rx5Day. La moyenne annuelle de l'indice Rx1Day s'élève à  $36$  mm, avec un pic enregistré en 1989, atteignant  $77,2$  mm, et un creux observé en 1978, avec seulement  $14$  mm

En ce qui a trait à l'indice Rx5Day, la moyenne annuelle s'élève à  $63$  mm, atteignant un pic en 2007 avec un enregistrement de  $126,5$  mm sur une période de 5 jours consécutifs. En 1978, le niveau le plus bas a été enregistré, atteignant  $15,3$  mm. Ces résultats mettent en évidence une tendance globale à l'augmentation des précipitations extrêmes, que ce soit sur une période d'un jour ou de cinq jours, observée à la station de Sidi Ali Benyoub au fil des années.

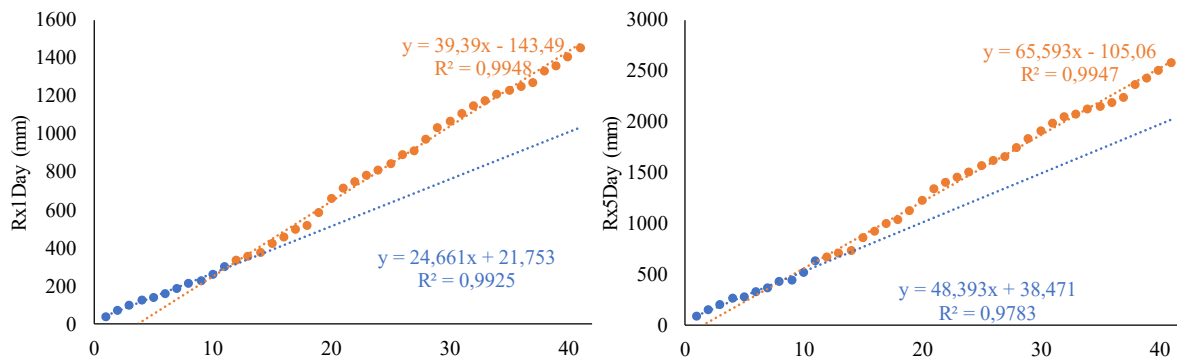


Figure 5.21 : Courbe de simple cumule entre le cumule de Rx1Day et les années, le cumule de Rx5Day et les années à la station de Sidi Ali Benyoub  
 Les résultats obtenus à partir de la méthode de simple cumul (Figure 5.21) révèlent qu'une rupture significative s'est produite en 1980 pour les deux indices. Avant ladite date, la moyenne de l'indice Rx1Day était de 28 mm, alors qu'après cet événement, la moyenne a augmenté à 38 mm, ce qui représente une augmentation de 35 %.

Pour l'indice Rx5Day, sa moyenne était de 57 mm avant 1980, puis a augmenté à 65 mm après cette année, ce qui correspond à une augmentation de 14 %. Ces résultats indiquent une augmentation des phénomènes de précipitations extrêmes après 1980, tant pour les précipitations maximales enregistrées sur une journée que sur cinq jours.

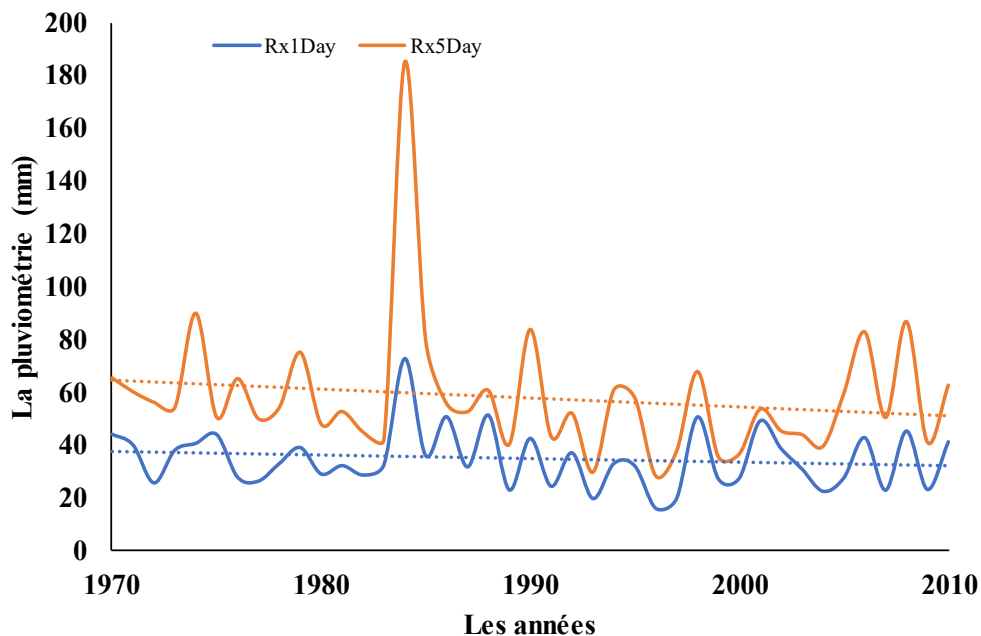


Figure 5.22 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux l'indice Rx1Day et Rx5Day à la station de SBA  
 Selon la Figure 5.22, on constate une tendance à la baisse des deux indices pour la station de SBA. En réalité, des coefficients de corrélation de Kendall de -0,127 pour l'indice Rx1Day et

de -0,162 pour l'indice Rx5Day ont été observés, suggérant une tendance à la baisse au fil du temps. L'indice Rx1Day affiche une moyenne annuelle de 34 mm, avec un pic observé en 1984 à 73 mm et un creux enregistré en 1996 à 15,8 mm. En contraste, l'indice Rx5Day présente une moyenne annuelle de 58 mm, atteignant un pic de 185,5 mm en 1984 et un creux de 28 mm en 1996. Ces résultats mettent en évidence une variation marquée des indices au fil des années, caractérisée par des pics significatifs en 1984, suivis d'une diminution notable en 1996.

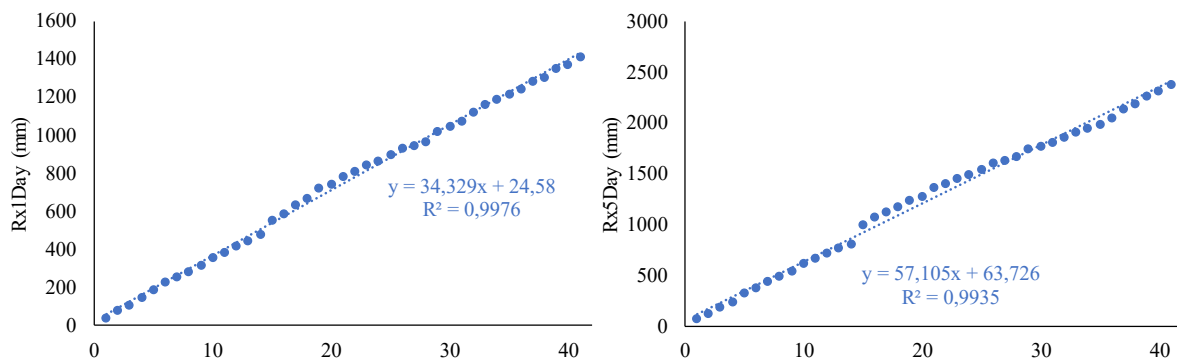


Figure 5.23 : Courbe de simple cumule entre le cumule de Rx1Day et les années, le cumule de Rx5Day et les années à la station de SBA

Selon la Figure 5.23, aucune discontinuité significative n'a été observée dans les séries de données de la station de SBA. Toutefois, une évolution significative est constatée en 1984, avec une hausse de 6 % du cumul de l'indice Rx1Day et de 5 % de celui de l'indice Rx5Day. Cette modification indique une variation notable des précipitations durant cette année, possiblement attribuable à des conditions climatiques spécifiques ou à un événement extrême.

#### 5.2.4. Nombre de jours de fortes précipitations (R10), Nombre de jours de très fortes précipitations (R20) et Nombre de jours d'extrêmes précipitations (R25) :

Les figures ci-dessous illustrent l'évolution temporelle des trois indices R10 (précipitations dépassant 10 mm), R20 (précipitations dépassant 20 mm) et R25 (précipitations dépassant 25 mm) pour les trois stations examinées. Ces indices permettent d'analyser l'évolution des événements pluvieux significatifs au fil du temps en fournissant des données sur la fréquence et l'intensité des précipitations dépassant des seuils spécifiques. Une analyse approfondie de ces indicateurs pourrait contribuer à la compréhension des tendances climatiques, ainsi qu'à l'évolution des épisodes de précipitations extrêmes observés dans les différentes stations étudiées.

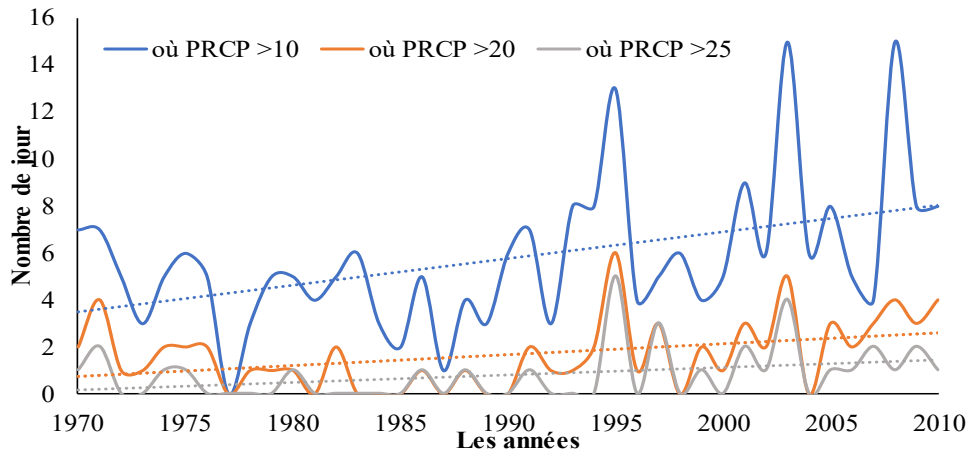


Figure 5.24 : Variation annuelle et tendance des valeurs des trois indices R10 où PRCP>10mm, R20 où PRCP>20mm et R25 où PRCP>25mm à la station de Ras El Ma Selon les données présentées dans la Figure 5.24, la station de Ras El Ma a manifesté une augmentation pour l'ensemble des indices analysés : R10, R20 et R25, avec des coefficients de corrélation de Kendall de +0.277, +0.258 et +0.256 respectivement. La moyenne du nombre de jours de fortes précipitations (R10) s'est établie à 5,7 jours, avec des valeurs maximales enregistrées en 2003 et 2008, atteignant respectivement 15 jours de fortes précipitations, correspondant à 272,7 mm et 247,8 mm En 1977, on a enregistré le niveau le plus bas de précipitations, avec aucune journée de fortes pluies signalée. Pour les journées de précipitations très intenses (R20), la moyenne s'élève à 1,68 jour, avec un pic de 6 jours en 1995, cumulant un total de 178,6 mm L'indice R25, qui mesure le nombre de jours de fortes précipitations, a présenté une moyenne de 0,8 jour, avec un pic de 5 jours en 1995, cumulant un total de 157,6 mm

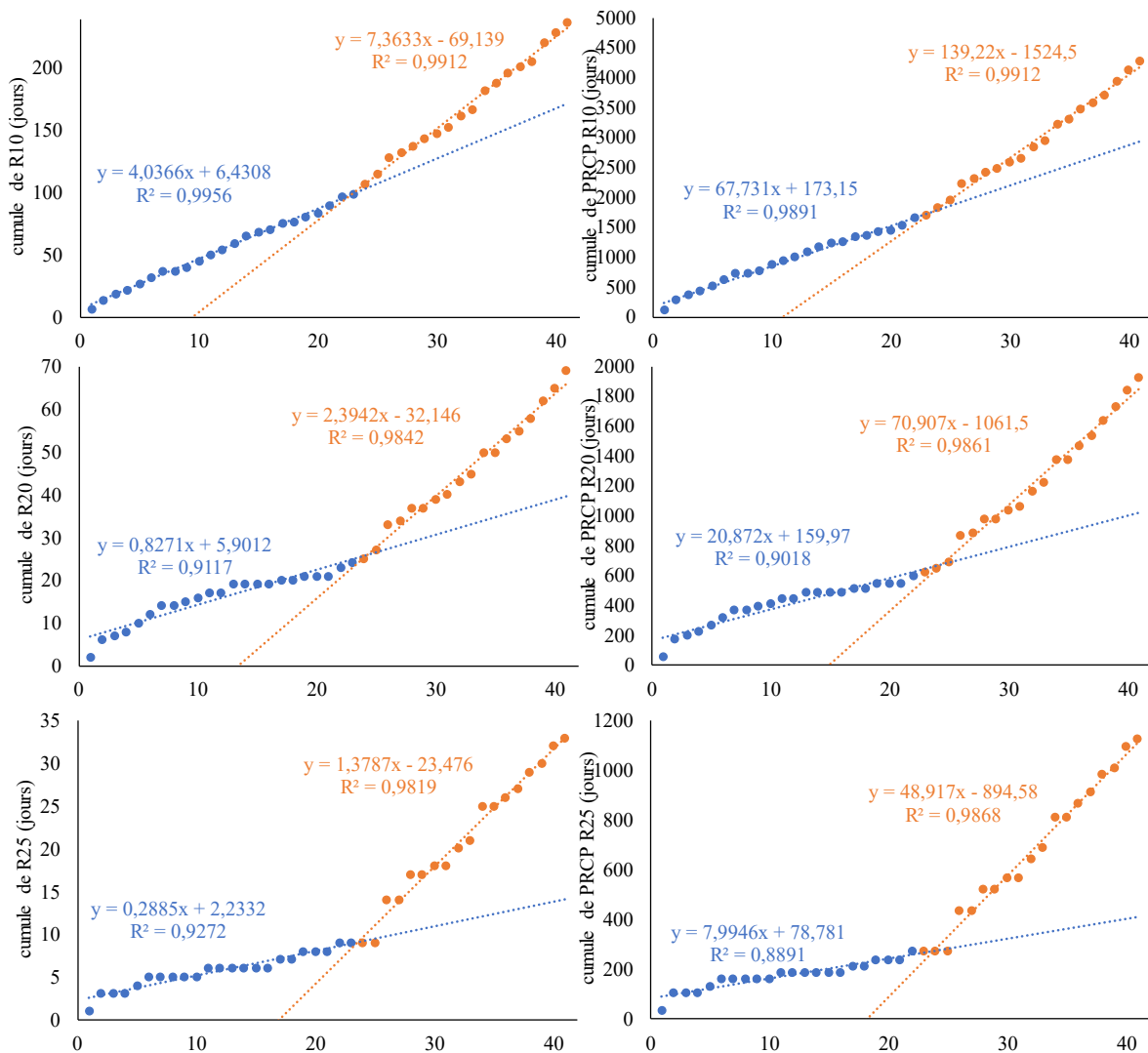


Figure 5.25 : Courbe de simple cumule entre le cumule de R10, PRCP R10 et les années - le cumule de R20, PRCP R20 et les années - R25, PRCP R25 et les années à la station de Ras El Ma

D'après la Figure 5.25, on constate une rupture significative en 1992, à partir de laquelle on observe une augmentation notable simultanément du nombre de jours et de la quantité de pluie enregistrée. Pour l'indice R10, la moyenne antérieure à 1992 s'élevait à 4,34 jours pour 74,5 mm. En revanche, après cette année, la moyenne a augmenté pour atteindre 7,61 jours pour 143 mm. Cela représente une augmentation de 75 % pour l'indice R10 et de 92 % pour les précipitations qui lui sont associées. Avant 1992, la moyenne de l'indice R20 était de 1,04 jour pour 26,86 mm, tandis qu'après cette année, elle a augmenté à 2,5 jours pour 72,55 mm. Cela correspond à une augmentation de 140 % pour l'indice R20 et de 170 % pour les précipitations liées à l'indice R20. Finalement, l'indice R25 affichait une moyenne de 0,39 jour pour 12 mm avant 1992. Après cette transition, la moyenne a augmenté à 1,44 jour pour 47 mm, ce qui représente une augmentation de 241 % pour R25 et de 299 % pour les précipitations liées à

R25. Ces résultats soulignent un changement climatique important, caractérisé par une tendance globale à l'augmentation des journées de fortes précipitations et des quantités de pluie correspondantes, en particulier après 1992.

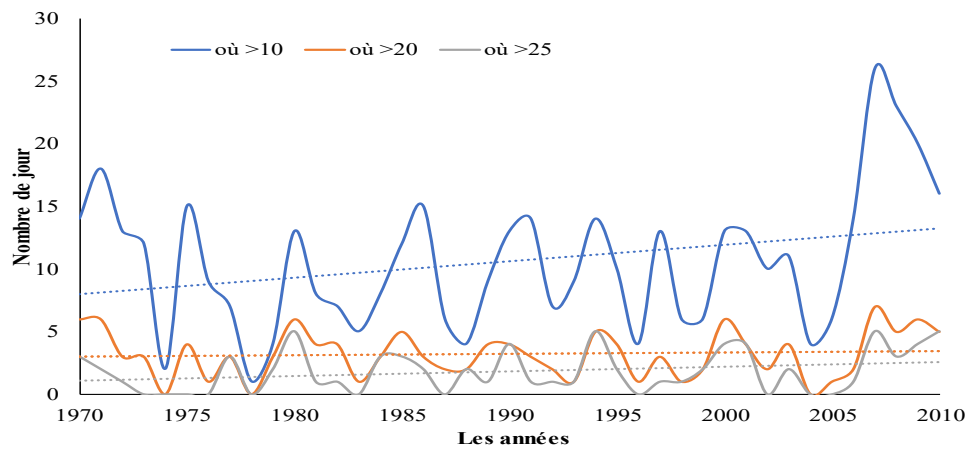


Figure 5.26 : Variation annuelle et tendance des valeurs des trois indices R10 où PRCP>10mm, R20 où PRCP>20mm et R25 où PRCP>25mm à la station de Sidi Ali Benyoub. Selon les données présentées dans la Figure 5.26, la station de Sidi Ali Benyoub a manifesté une augmentation pour tous les indices examinés : R10, R20 et R25, avec des coefficients de corrélation de Kendall de +0,142, +0,133 et +0,081 respectivement. La moyenne du nombre de jours de fortes précipitations (R10) s'est établie à 10 jours, avec un pic enregistré en 2007 (26 jours) pour un total de 495,7 mm de précipitations. Le minimum, quant à lui, a été enregistré en 1978 (1 jour) pour un total de 14 mm. En cas de précipitations intenses (R20), la moyenne s'élevait à 3,19 jours, avec un pic de 7 jours enregistré en 2007 pour un total de 240,2 mm. Pour l'indice de fréquence des jours de fortes précipitations (R25), la moyenne s'est élevée à 1,8 jour, atteignant un pic de 5 jours en 2007 pour 195,2 mm.

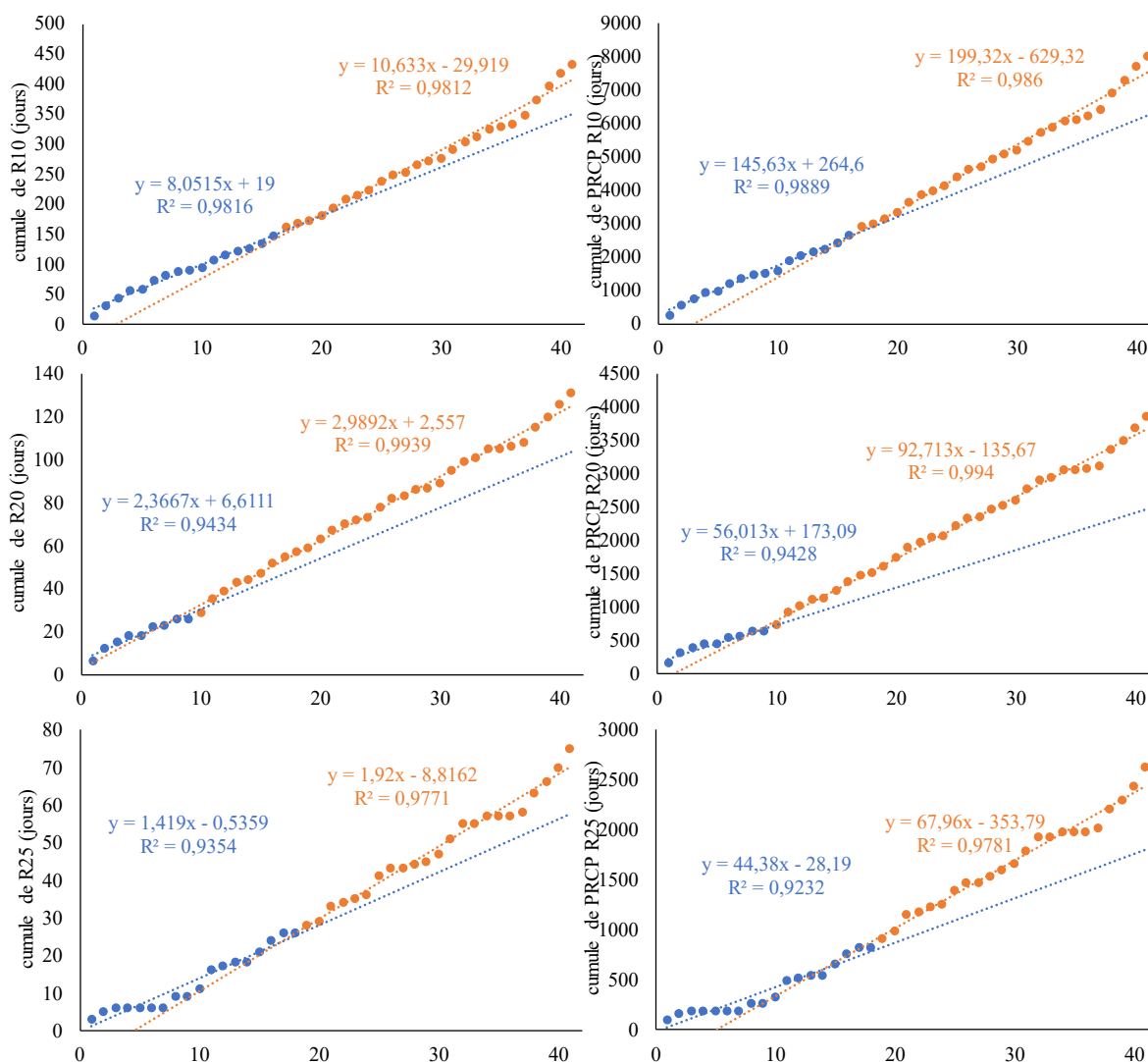


Figure 5.27 : Courbe de simple cumule entre le cumule de R10, PRCP R10 et les années - le cumule de R20, PRCP R20 et les années - R25, PRCP R25 et les années à la station de Sidi Ali Benyoub

D'après les données présentées dans la Figure 5.27, on observe une rupture en 1985 pour l'indice R10. Avant cette année, la moyenne était de 9,25 jours pour 166 mm, tandis qu'après cette année, la moyenne est passée à 11,44 jours pour 214 mm. Cela correspond à une augmentation de 24 % pour l'indice R10 et de 29 % pour les précipitations liées à l'indice R10. En 1978, l'indice R20 a connu une rupture, passant d'une moyenne de 2,88 jours pour 70 mm avant cette année à une moyenne de 3,28 jours pour 100 mm après cette année. Cela représente une augmentation de 14 % pour l'indice R20 et de 42 % pour les précipitations associées à R20. En 1987, l'indice R25 a connu un changement significatif, passant d'une moyenne de 1,44 jour pour 45 mm avant cette année à une moyenne de 2,13 jours pour 78 mm après cette année. Cela représente une augmentation de 47 % pour l'indice R25 et de 72 % pour les précipitations liées à R25. Ces interruptions et augmentations signalent une tendance à l'accroissement des

précipitations, notamment à ces dates significatives, ce phénomène pouvant être associé à des évolutions climatiques régionales

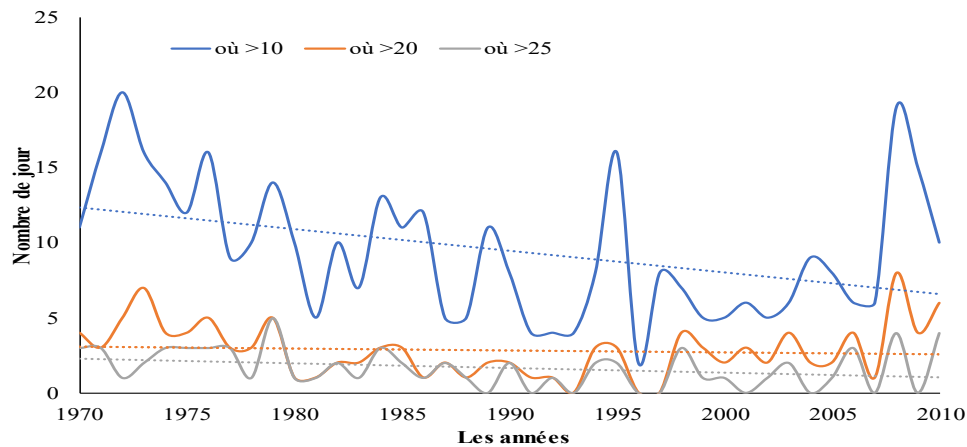


Figure 5.28 : Variation annuelle et tendance des valeurs des trois indices R10 où PRCP>10mm, R20 où PRCP>20mm et R25 où PRCP>25mm à la station de SBA

Selon les données présentées dans la Figure 5.28, il est observé que la station de SBA a manifesté une diminution dans tous les indices analysés (R10, R20 et R25), avec des coefficients de corrélation de Kendall de -0,293, -0,108 et -0,253 respectivement. La moyenne du nombre de jours de fortes précipitations (R10) s'est établie à 9 jours, avec un pic enregistré en 1972 (20 jours) pour un total de 310,4 mm, et un creux en 1996 (2 jours) pour 30,8 mm Pour l'indice des jours de précipitations très intenses (R20), la moyenne s'élevait à 2,82 jours, avec un pic de 8 jours enregistré en 2008, totalisant 227,4 mm En ce qui a trait à l'indice des jours de fortes précipitations (R25), la moyenne s'élevait à 1,65 jour, atteignant un maximum de 5 jours en 1979 pour 152,3 mm En 1984, l'indice de précipitations R25 a culminé à 17,7 mm sur une période de 3 jours

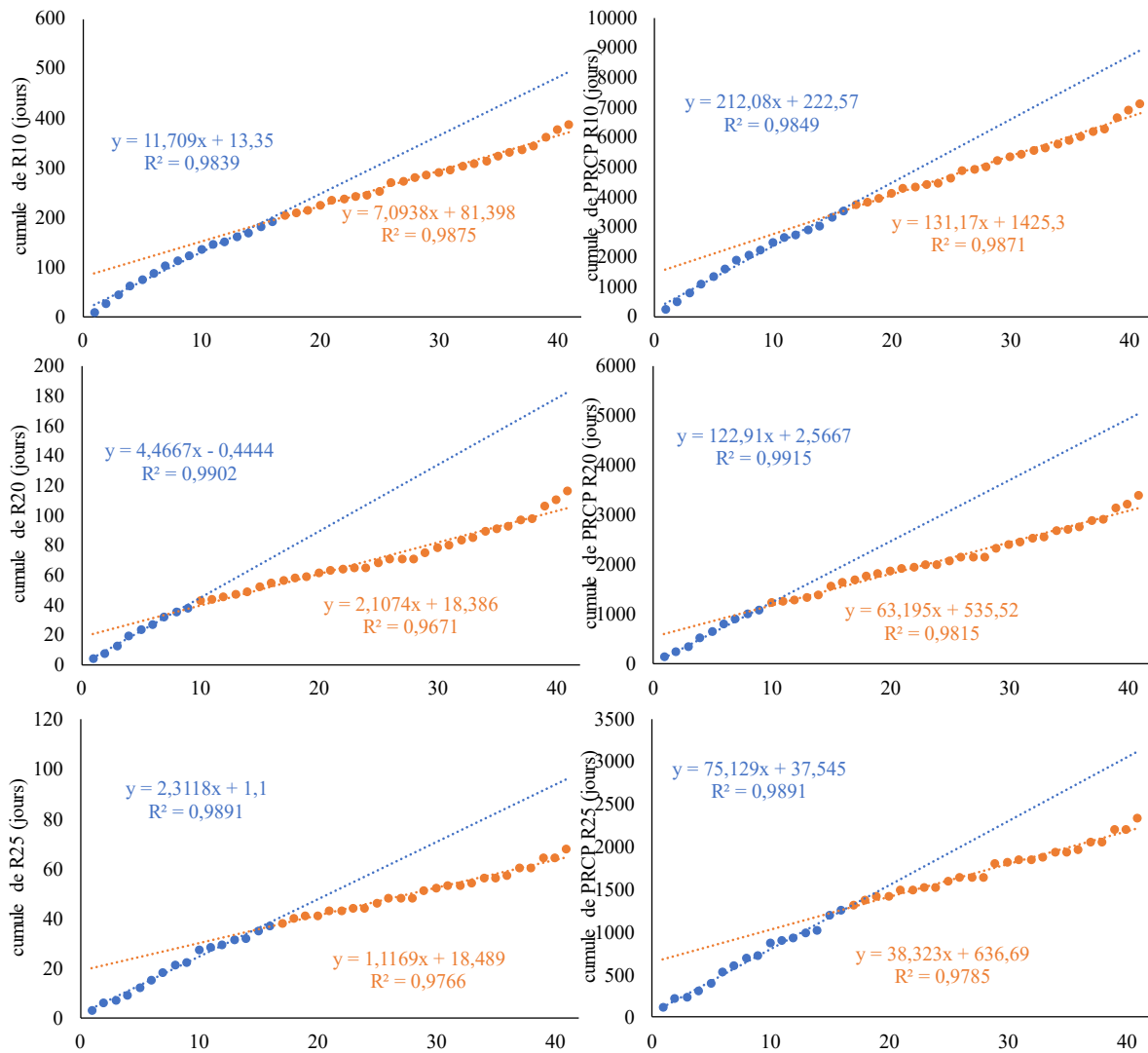


Figure 5.29 : Courbe de simple cumule entre le cumule de R10, PRCP R10 et les années - le cumule de R20, PRCP R20 et les années - R25, PRCP R25 et les années à la station de SBA. D'après les données présentées dans la Figure 5.29, on observe une rupture en 1985 concernant l'indice R10. Avant cette année, la moyenne était de 12,12 jours pour 221 mm, tandis qu'après cette date, elle est passée à 7,76 jours pour 143 mm. Cela correspond à une diminution de 36 % pour l'indice R10 et de 34 % pour les précipitations liées à l'indice R10. En 1978, l'indice R20 a connu une rupture, passant d'une moyenne de 4,22 jours pour 117 mm avant cette année à une moyenne de 2,43 jours pour 72 mm après cette année. Cela représente une diminution de 42 % pour l'indice R20 et de 38 % pour les précipitations associées à l'indice R20. En 1985, l'indice R25 a connu un changement significatif, passant d'une moyenne de 2,31 jours pour 78 mm avant cette année à une moyenne de 1,24 jour pour 42 mm après ce changement. Cela représente une diminution de 46 % pour l'indice R25 et de 45 % pour les précipitations liées à l'indice R25. Ces interruptions et diminutions successives soulignent une diminution des événements de

précipitations intenses et extrêmes après 1985, ce qui suggère un changement climatique ou une variation des conditions météorologiques locales lors de cette période.

### 5.2.5. Jours très humides R95 PRCP et R95 NB :

Les figures suivantes présentent l'évolution temporelle des deux indices R95 PRCP (précipitations excédant le 95e centile) et R95 NB (nombre de jours avec des précipitations dépassant le 95e centile) pour les trois stations examinées. Ces indicateurs permettent d'analyser la fréquence et l'intensité des événements pluvieux extrêmes en se focalisant sur les valeurs excédant les seuils les plus élevés de la distribution des précipitations. L'analyse de ces indices peut apporter des informations essentielles concernant l'évolution des événements pluvieux extrêmes au fil du temps et dans les différentes stations étudiées.

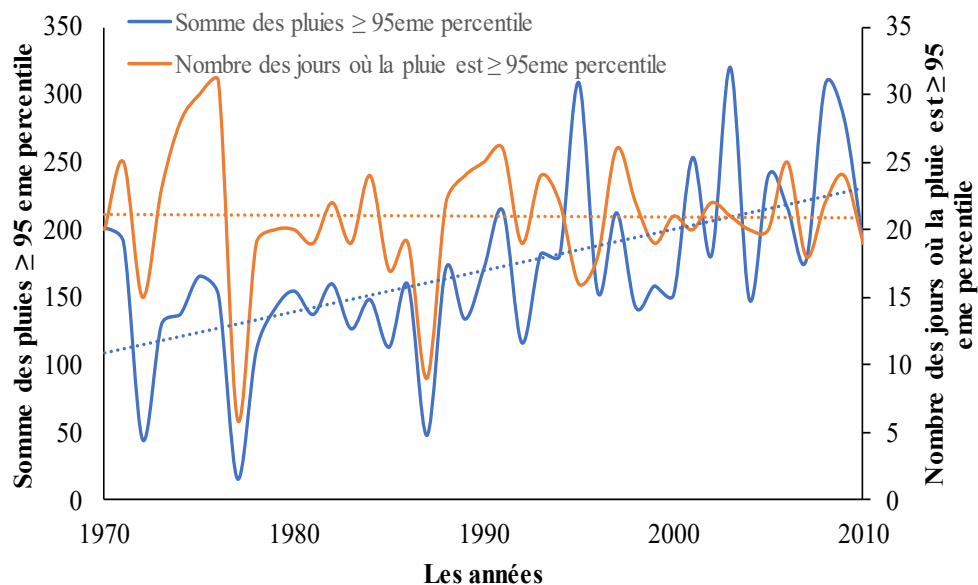


Figure 5.30 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R95 PRCP et R95 NB à la station de Ras El Ma

Selon les données présentées dans la Figure 5.30, la station de Ras El Ma a connu une diminution du nombre de jours très humides (R95 NB), avec un coefficient de corrélation de Kendall de -0,046. En revanche, une augmentation significative a été relevée pour les précipitations associées aux jours très humides (R95 PRCP), avec un coefficient de corrélation de Kendall de +0,388. En moyenne, il y a 21 jours très humides pour une quantité de précipitations de 170 mm, avec un pic de 31 jours observé pour 152 mm en 1976 et un minimum de 6 jours pour 15,8 mm en 1977. En revanche, le cumul de précipitations (R95 PRCP) a atteint un pic en 2003, s'élevant à 320,6 mm sur une période de 21 jours

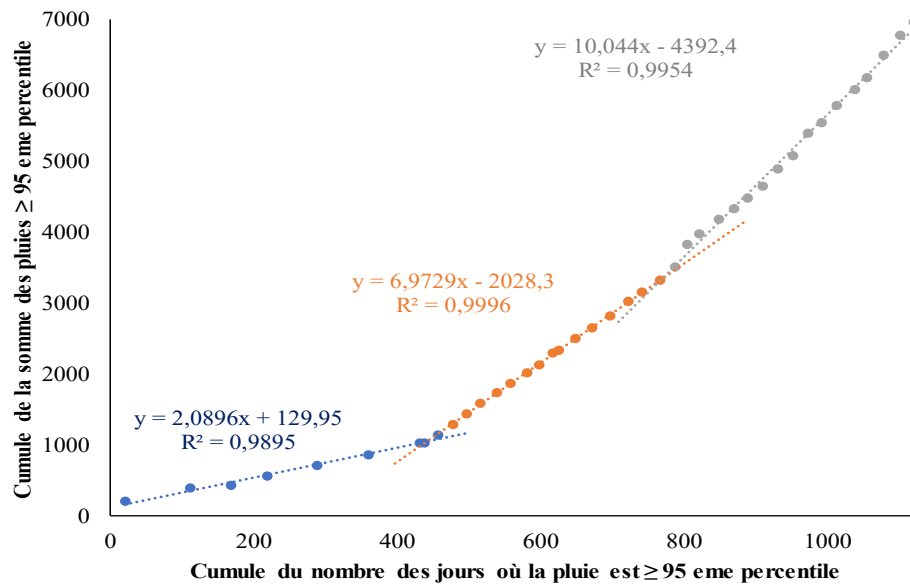


Figure 5.31 : Courbe de double masse entre le cumul de R95 NB et le cumul de R95 PRCP à la station de Ras El Ma

Les résultats obtenus à partir de la méthode de double cumul (Figure 5.31) révèlent que cette série temporelle a connu deux changements structurels : le premier en 1978 et le second en 1993. Avant 1978, la moyenne était de 23,5 jours pour une quantité de précipitations de 145 mm. Entre cette date et l'année 1993, on a observé une baisse de 15 % pour la moyenne de l'indice R95 NB et de 6 % pour l'indice R95 PRCP. Toutefois, à partir de 1993, la durée moyenne est passée à 21 jours pour 209 mm, ce qui correspond à une diminution de 11 % pour l'indice R95 NB, mais à une augmentation de 44 % pour l'indice R95 PRCP. Ces résultats mettent en évidence une augmentation significative des précipitations associées aux événements de forte humidité après 1993, bien qu'il y ait eu une légère diminution du nombre de ces événements. Ceci pourrait indiquer une augmentation des phénomènes de précipitations extrêmes, malgré une diminution de leur fréquence.

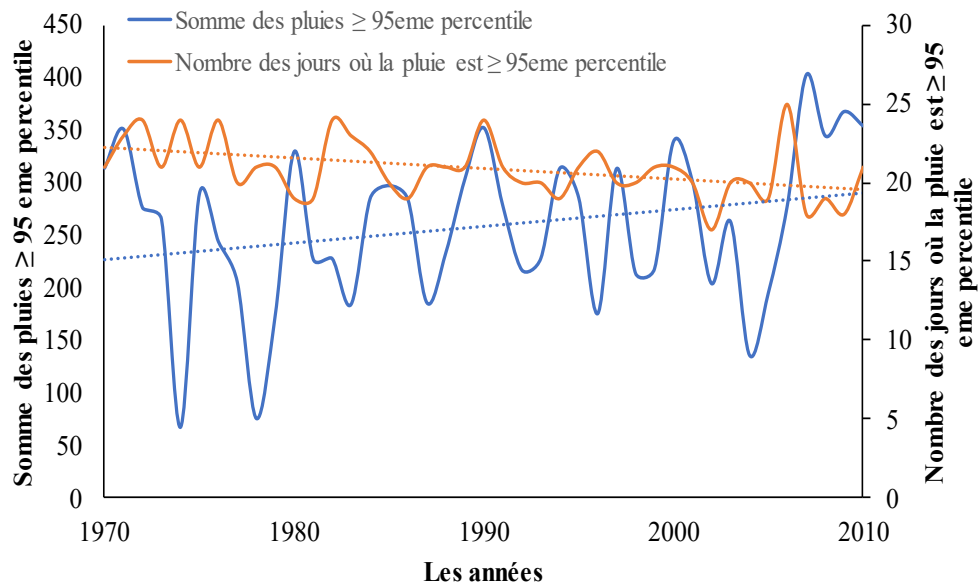


Figure 5.32 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R95 PRCP et R95 NB à la station de Sidi Ali Benyoub

Selon les données présentées dans la Figure 5.32, il est observé que la station de Sidi Ali Benyoub a connu une diminution significative de l'indice R95 NB, avec un coefficient de corrélation de Kendall de -0,351, tandis que l'indice R95 PRCP a enregistré une augmentation notable, avec un coefficient de corrélation de Kendall de +0,139. En moyenne, la durée pendant laquelle les précipitations dépassent le 95e centile est de 21 jours pour une quantité de 258 mm. Un pic a été enregistré en 2006, s'élevant à 25 jours pour 278,2 mm, et un creux a été observé en 2002, totalisant 17 jours pour 203,9 mm. En revanche, le cumul des précipitations dépassant le 95e centile a culminé à 402,9 mm sur une période de 18 jours en 2007.

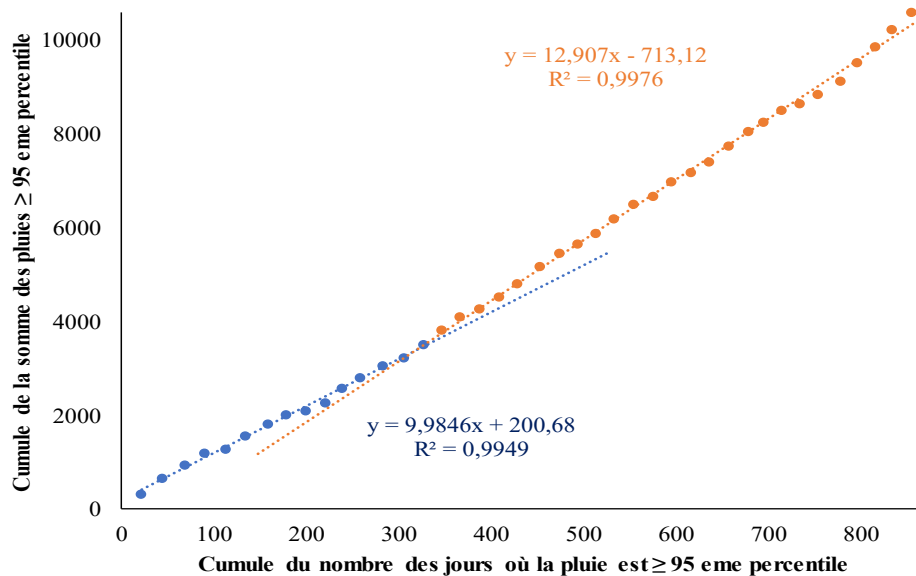


Figure 5.33 : Courbe de double masse entre le cumul de R95 NB et le cumul de R95 PRCP à la station de Sidi Ali Benyoub

Selon les données présentées dans la Figure 5.33, l'application de la méthode de double cumul a révélé qu'une discontinuité s'est produite à la station de Sidi Ali Benyoub en 1984. Avant cette période, la durée moyenne était de 21,8 jours pour 234 mm, alors qu'après cette période, la moyenne s'est établie à 20 jours pour 272 mm. Cette évolution suggère une diminution de 8 % de l'indice R95 NB et une augmentation de 16 % de l'indice R95 PRCP, ce qui indique une intensification des phénomènes pluvieux extrêmes après 1984, bien que le nombre de jours concernés ait légèrement diminué.

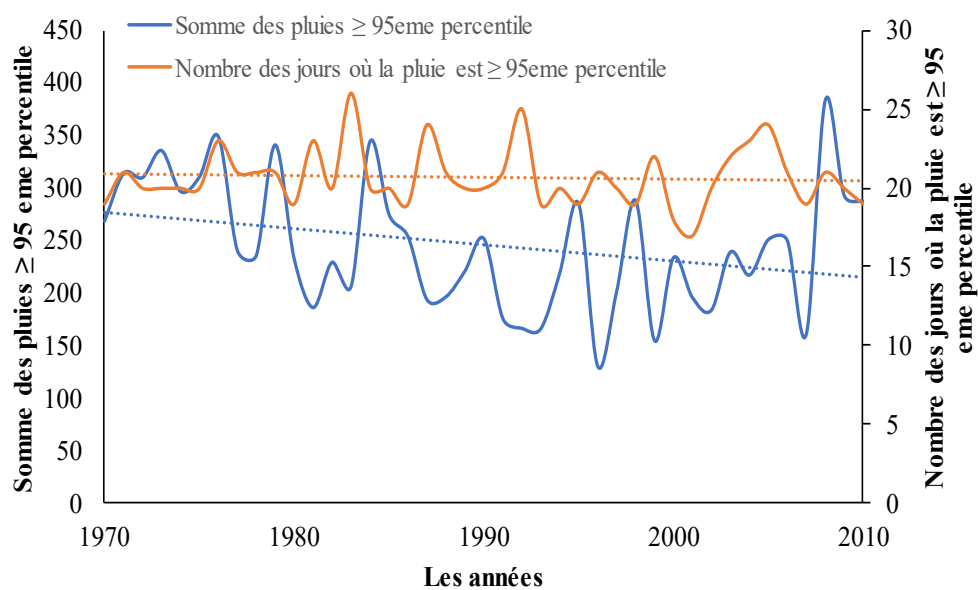


Figure 5.34 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R95 PRCP et R95 NB à la station de SBA

Selon les données présentées dans la Figure 5.34, la station SBA a observé une diminution de l'indice R95 PRCP, alors que l'indice R95 NB est demeuré constant. En moyenne, les précipitations dépassant le 95e centile s'élèvent à 246 mm sur une période de 20 jours, avec un pic enregistré en 2008 (383,6 mm sur 21 jours) et un creux en 1996 (131 mm sur 21 jours). En revanche, le nombre maximal de jours avec un indice R95 NB a atteint 26 jours pour un total de 206,8 mm en 1983

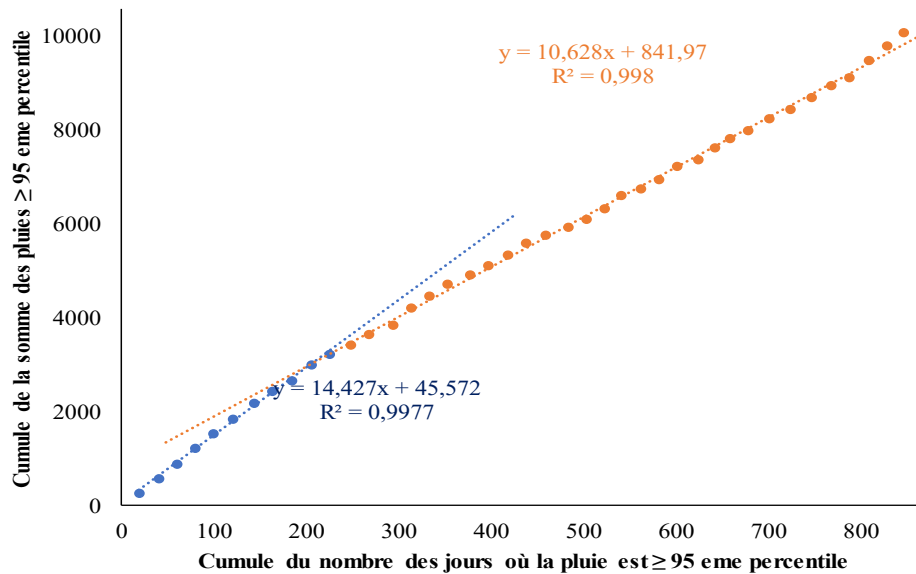


Figure 5.35 : Courbe de double masse entre le cumul de R95 NB et le cumul de R95 PRCP à la station de SBA

L'application de la méthode de double cumul aux indices R99 NB et R99 PRCP à la station SBA a révélé une discontinuité en 1980. Avant l'année en question, la moyenne des précipitations était de 294 mm sur une période de 20 jours. Après 1980, bien que la durée moyenne soit restée la même (20 jours), les précipitations ont diminué pour atteindre 228 mm, ce qui équivaut à une baisse de 6 % de l'indice R99 PRCP. Cette discontinuité suggère une diminution significative des événements de précipitations extrêmes post-1980, malgré l'absence de variation dans le nombre de jours touchés.

#### 5.2.6. jours extrêmement humides R99 PRCP et R99 NB :

Les figures suivantes présentent l'évolution temporelle des deux indices R99 PRCP (précipitations supérieures au 99e percentile) et R99 NB (nombre de jours où les précipitations dépassent le 99e percentile) pour les trois stations étudiées. Ces indicateurs permettent d'analyser les phénomènes de précipitations intenses en se focalisant sur les précipitations exceptionnelles, tant du point de vue de leur fréquence (nombre de jours) que de leur intensité

(quantité de pluie). L'examen de ces indices peut offrir des renseignements précieux concernant les tendances à long terme des précipitations extrêmes observées dans les stations étudiées, ce qui permet de mieux appréhender les variations climatiques locales et l'impact potentiel des événements pluvieux extrêmes.

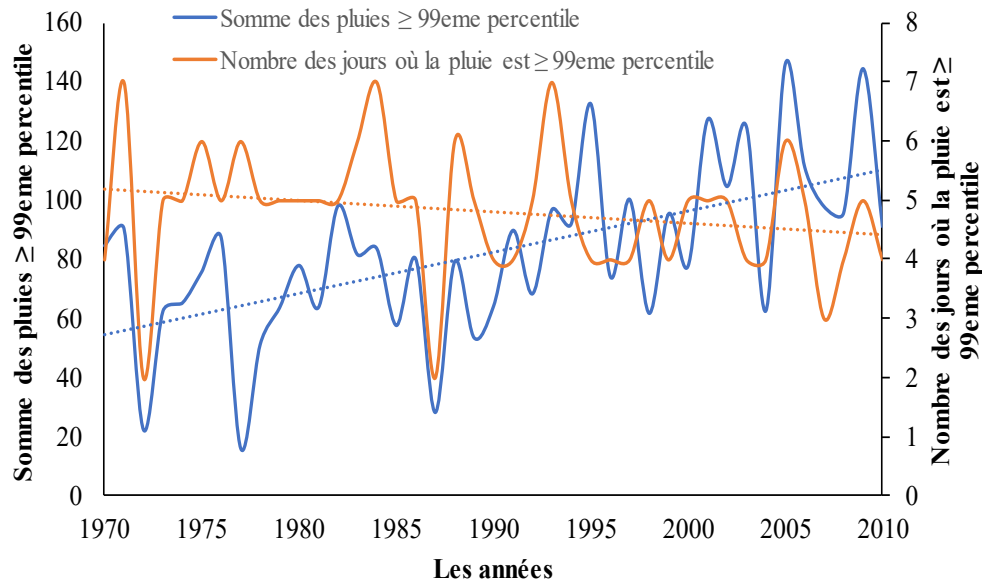


Figure 5.36 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R99 PRCP et R99 NB à la station de Ras El Ma

Selon les données présentées dans la Figure 5.36, la station de Ras El Ma a connu une diminution significative du nombre de jours extrêmement humides (R99 NB), avec un coefficient de corrélation de Kendall de -0,229. En revanche, une augmentation notable a été relevée pour l'indice des précipitations associées aux jours extrêmement humides (R99 PRCP), avec un coefficient de corrélation de Kendall de +0,390. En moyenne, la durée des périodes très humides est de 4 jours pour une quantité de précipitations de 82 mm, atteignant un pic de 7 jours pour 96,7 mm en 1993 et un minimum de 2 jours pour 22,1 mm en 1972. En revanche, le cumul de précipitations (R99 PRCP) a atteint un pic en 2005, s'élevant à 146,1 mm sur une période de 6 jours

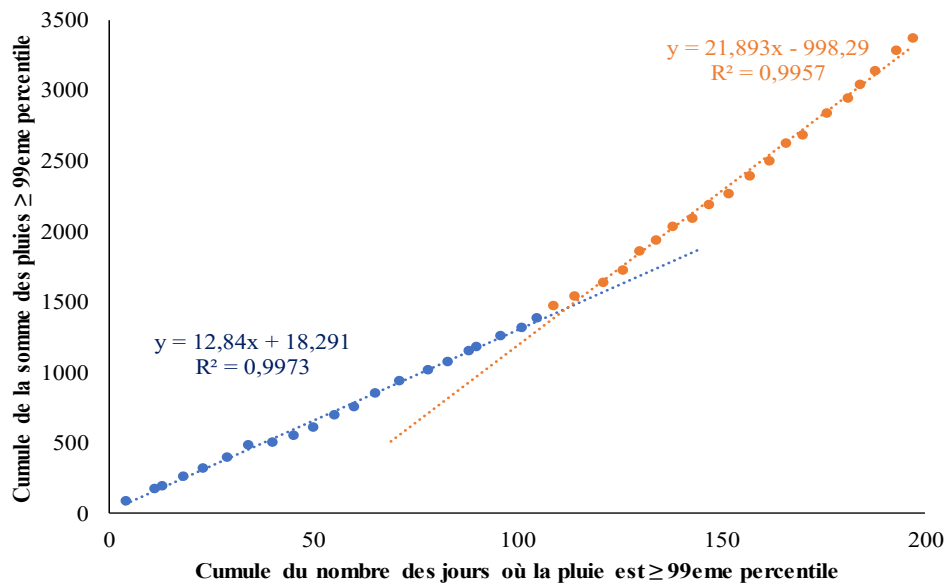


Figure 5.37 : Courbe de double masse entre le cumul de R99 NB et le cumul de R99 PRCP à la station de Ras El Ma

Les résultats obtenus à partir de la méthode de double cumul (Figure 5.37) indiquent qu'une rupture s'est produite dans cette série en 1990. Avant cette période, la durée moyenne était de 5 jours pour 66 mm, alors qu'après 1990, elle a chuté à 4,6 jours pour 99 mm, ce qui correspond à une diminution de 8 % pour l'indice R99 NB et à une augmentation de 50 % pour l'indice R99 PRCP. Cette discontinuité témoigne d'une augmentation des phénomènes pluvieux extrêmes après 1990, malgré une légère baisse du nombre de jours concernés. Cette tendance pourrait être associée à des variations dans les conditions météorologiques locales, caractérisées par une augmentation significative des précipitations lors des événements météorologiques extrêmes.

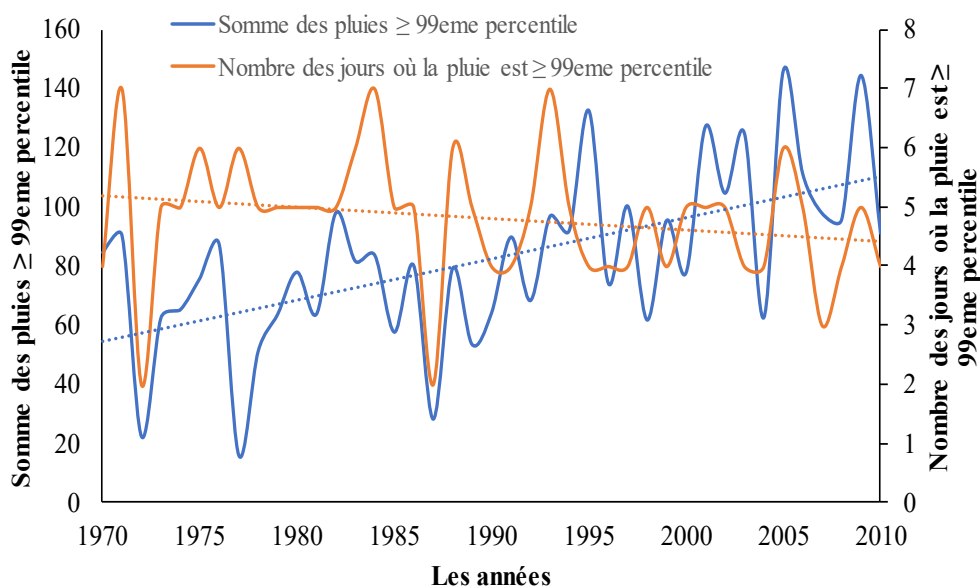


Figure 5.38 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R99 PRCP et R99 NB à la station de Sidi Ali Benyoub

Selon les données présentées dans la Figure 5.38, il est observé que la station de Sidi Ali Benyoub a connu une diminution significative de l'indice R99 NB. Son coefficient de corrélation de Kendall est de -0,252. Quant à l'indice R99 PRCP, celui-ci a enregistré une augmentation notable, avec un coefficient de corrélation de Kendall de +0,126. En moyenne, la durée pendant laquelle les précipitations dépassent le 99<sup>e</sup> centile est de 5 jours pour un cumul de 112 mm, avec un pic enregistré en 1978 atteignant 7 jours pour 48 mm. En revanche, la valeur maximale des précipitations dépassant le 99<sup>e</sup> centile a atteint 180,6 mm sur une période de 6 jours en 1989.

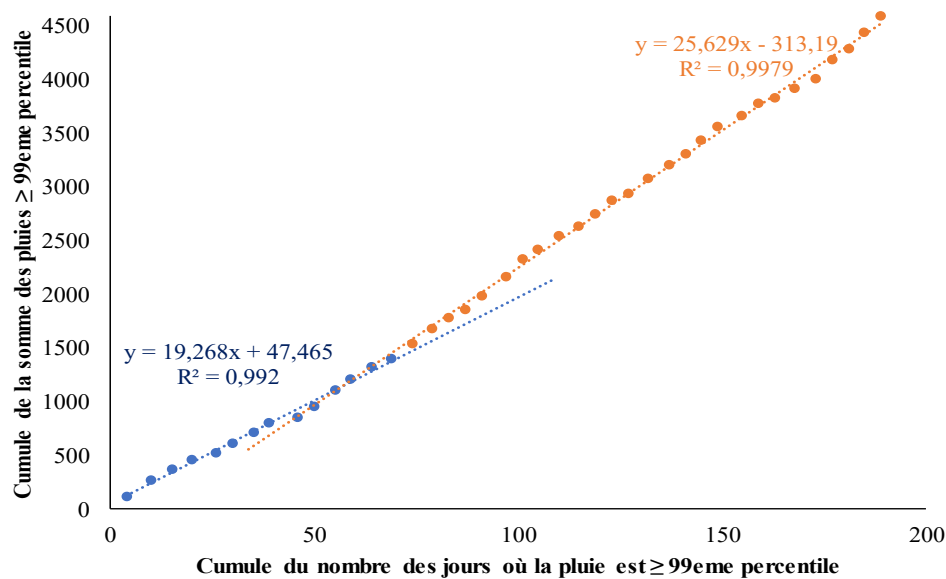


Figure 5.39 : Courbe de double masse entre le cumul de R99 NB et le cumul de R99 PRCP à la station de Sidi Ali Benyoub

Selon les données présentées dans la Figure 5.39, l'application de la méthode du double cumul a révélé qu'une discontinuité s'est produite à la station de Sidi Ali Benyoub en 1983. Avant l'année en cours, la moyenne était de 4,92 jours pour 99 mm, alors qu'après cette période, elle est passée à 4,4 jours pour 119 mm. Cela correspond à une diminution de 11 % pour l'indice R99 NB et à une augmentation de 20 % pour l'indice R99 PRCP. Ces résultats suggèrent qu'après 1983, bien que le nombre de jours de précipitations extrêmes ait légèrement diminué, la quantité totale de précipitations associées a considérablement augmenté, ce qui indique une intensification des événements pluvieux extrêmes.

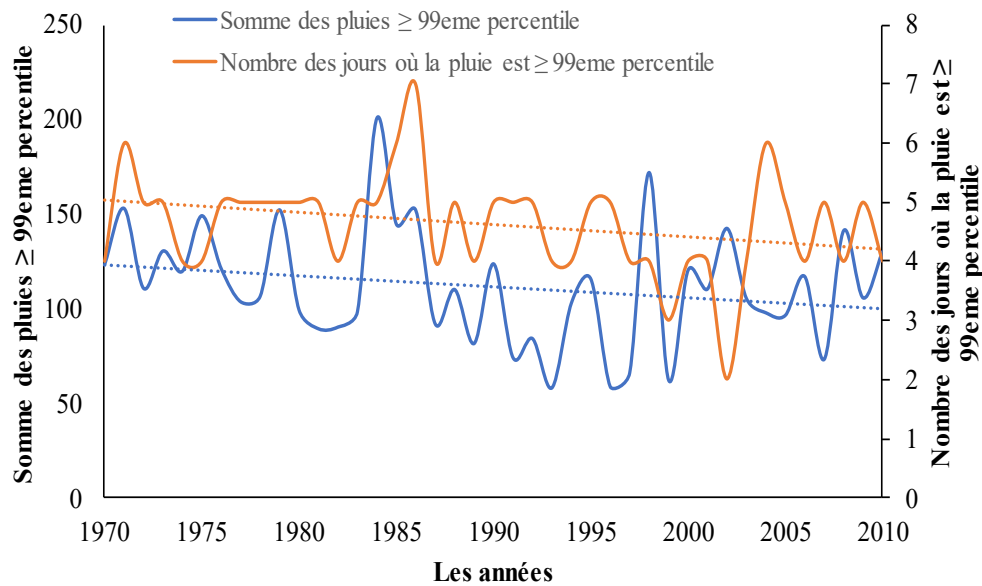


Figure 5.40 : Variation annuelle et tendance des valeurs des deux indices R99 PRCP et R99 NB à la station de SBA

Selon les données présentées dans la Figure 5.40, la station SBA a observé une diminution significative pour les deux indices R99 PRCP et R99 NB, avec des coefficients de corrélation de Kendall de -0,178 et -0,231 respectivement. En moyenne, les précipitations dépassant le 99e percentile s'élèvent à 111 mm sur une période de 4 jours, avec un pic enregistré en 1984 (200,9 mm sur 5 jours) et un creux en 1993 (58 mm sur 4 jours). En revanche, la durée maximale enregistrée pour l'indice R99 NB a été de 7 jours pour un cumul de précipitations de 152,1 mm en 1986

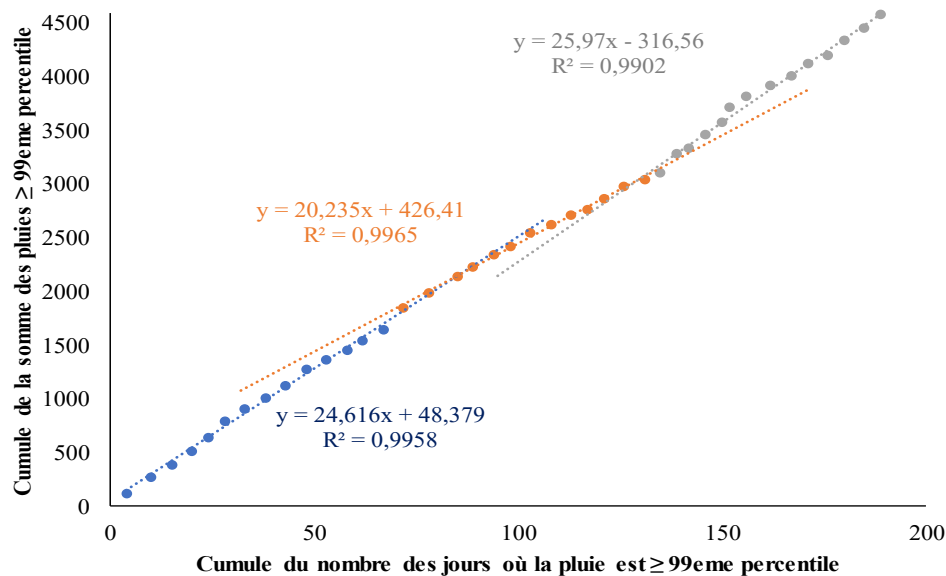


Figure 5.41 : Courbe de double masse entre le cumul de R99 NB et le cumul de R99 PRCP à la station de SBA

L'application de la méthode de double cumul aux deux indices R99 NB et R99 PRCP à la station SBA a révélé deux changements brusques : le premier en 1983 et le second en 1996. Avant

1983, la durée moyenne était de 4,7 jours pour 117 mm. Pendant la période allant de 1983 à 1996, la durée moyenne est demeurée à 4,8 jours pour 104 mm. Cela correspond à une augmentation légère de 2 % pour R99 NB, mais à une diminution de 11 % pour R99 PRCP. Après 1996, la moyenne a enregistré une diminution à 4,1 jours pour 110 mm, ce qui représente une baisse de 15 % pour R99 NB et de 6 % pour R99 PRCP. Ces résultats indiquent une diminution du nombre de jours caractérisés par des précipitations extrêmes après 1996, même si les quantités totales de précipitations enregistrées durant ces journées ont connu des variations légères.

### **5.2.7. Synthèse :**

Pendant la période étudiée, le troisième sous-bassin versant de l'oued Mekerra (bas Mekerra) a enregistré une diminution globale pour tous les indicateurs climatiques considérés. La discontinuité dans les tendances de ces indices s'est produite vers l'année 1983, marquée par une baisse de la moyenne par la suite. Il est à souligner que les indices NB CWD et SP CWD ont enregistré une augmentation moyenne de 23 % après cette rupture, indiquant une propension à des périodes prolongées de pluie consécutive.

Cependant, il convient de noter que les deux premiers sous-bassins (Haut et Moyen Mekerra) ont enregistré une augmentation pour neuf indices importants : SP CWD, PRCPTOT, NB PRCPTOT, R10, R20, R25, R95 PRCP, R99 PRCP et R95 NB. La rupture de la tendance dans ces sous-bassins s'est produite entre le milieu des années 80 et le début des années 90. À la suite de cette période de discontinuité, tous ces paramètres ont maintenu une tendance à la hausse, avec une augmentation moyenne de 30 % pour chacun, ce qui laisse supposer un renforcement des phénomènes climatiques extrêmes.

Concernant les indices R95 NB et R95 PRCP ainsi que R99 NB et R99 PRCP, il a été observé une diminution du nombre de jours caractérisés par des précipitations extrêmes. Cependant, il convient de noter que la quantité de précipitations enregistrées pendant ces journées a augmenté, ce qui suggère une intensification des phénomènes de pluies extrêmes. L'accroissement des précipitations a enregistré une augmentation moyenne de 40 % dans ces deux bassins versants, témoignant ainsi d'une intensification des phénomènes pluvieux.

Selon (Taibi et al., 2015), la corrélation entre les précipitations extrêmes et les paramètres climatiques dans la zone de Chélif (indices R95 PRCP et R99 PRCP) demeure ambiguë, vraisemblablement en raison de l'absence de variations significatives de ces indices de 1971 à 2010. En revanche, d'autres recherches telles que celles menées par (Hallouz et al., 2019; M. .

Meddi et al., 2010; Nouaceur & Laignel, 2014) ont mis en évidence une diminution des précipitations annuelles à partir des années 1970. Cette baisse, conjuguée à l'élévation des températures, a entraîné une réduction des réserves d'eau et a favorisé une augmentation des périodes de débits faibles, comme le soulignent (Hallouz et al., 2019)

## **6. Chapitre 06 : Périodicité des pluies et des débits extrêmes à l'échelle des inondations :**

Ce chapitre vise à analyser les inondations survenues dans notre zone d'étude, en suivant une approche méthodologique en trois étapes :

1. Ajustement des données aux lois de probabilité : Les séries de précipitations et de débits (journalières ou instantanées) ont été ajustées à différentes lois statistiques afin d'identifier celle qui décrit le mieux les événements extrêmes. Cela permet de déterminer les périodes de retour des pluies et des débits à l'origine des inondations.
2. Analyse pluie-débit : Une étude a ensuite été menée pour évaluer la relation entre les précipitations et les débits liquides au moment des inondations, afin de mieux comprendre les dynamiques hydrologiques associées.
3. Relation débit-sédiments : Enfin, l'interaction entre le débit liquide et la concentration en sédiments a été analysée, dans le but de caractériser le transport solide pendant les crues.

L'étude s'appuie sur les données issues de trois stations hydrométriques situées dans le bassin versant :

- ST01 – El Haçaïba (110101),
- ST02 – Sidi Ali Benyoub (110201),
- ST03 – SBA (110301).

Ces stations ont fourni les séries hydrologiques utilisées pour comparer les régimes d'inondation et établir les relations statistiques pertinentes.

### **6.1. Les ajustements des événements extrêmes aux différentes lois de probabilités**

#### **6.1.1. Précipitation Annuelle**

Au seuil de confiance de 95 %, les résultats du test de Kolmogorov-Smirnov (statistique critique  $< 0,23076$ , selon le Tableau 6.01 confirment la validité des ajustements effectués aux différentes lois de probabilité. L'analyse montre que la loi GEV (Generalized Extreme Value) offre le meilleur ajustement pour les séries de précipitations de 11 stations pluviométriques. Cette performance s'explique par la capacité de la GEV à modéliser

efficacement les événements extrêmes, notamment dans les régions semi-arides marquées par une forte variabilité interannuelle. Grâce à ses trois paramètres, elle permet une modélisation souple de l'asymétrie positive fréquemment observée dans les distributions de pluies extrêmes.

En revanche, trois autres stations s'ajustent mieux à la loi de Pearson III, ce qui pourrait être lié à un régime pluviométrique moins extrême, caractérisé par une asymétrie modérée et une variabilité plus régulière. Enfin, une seule station montre un meilleur ajustement à la loi de Weibull, probablement en raison de conditions locales particulières telles qu'une topographie singulière ou un microclimat spécifique influençant la dynamique des précipitations extrêmes.

*Tableau 6.01 : Statistique de KOLMOGOROV calculée pour les ajustements des précipitations annuelles*

N° des stations	GEV	Fréchet	Gumbel	Weibull	Pearson III
1	0,0871	0,1580	0,0996	0,1047	<b>0,0762</b>
2	0,0684	0,1095	0,0810	0,0776	<b>0,0551</b>
3	<b>0,0993</b>	0,1102	0,1419	0,1579	0,2891
4	<b>0,1010</b>	0,1484	0,1162	0,1356	0,1190
5	<b>0,0750</b>	0,1253	0,1080	0,1101	0,1014
6	<b>0,0777</b>	0,1236	0,0919	0,1261	0,1059
7	0,1049	0,2123	0,1449	<b>0,0974</b>	0,0993
8	<b>0,1129</b>	0,1509	0,1189	0,1924	0,1138
9	<b>0,1027</b>	0,1250	0,1327	0,1660	0,1459
10	<b>0,0880</b>	0,1367	0,1077	0,1254	0,1086
11	<b>0,1079</b>	0,1653	0,1316	0,1591	0,1351
12	0,0834	0,1773	0,0890	0,0950	<b>0,0701</b>
13	<b>0,0984</b>	0,1375	0,1414	0,0988	0,1258
14	<b>0,0781</b>	0,1299	0,1141	0,1189	0,2271
15	<b>0,0862</b>	0,1295	0,0983	0,1041	0,1720

Selon les résultats du Tableau 6.02, 9 stations sur 15 ont enregistré des précipitations maximales annuelles correspondant à des périodes de retour supérieures à 50 ans, avec des contributions variantes entre 28 % et 82 % au total annuel. Cette forte proportion témoigne d'une intensification marquée des événements extrêmes, phénomène typique des zones méditerranéennes semi-arides, de plus en plus affectées par le changement climatique. Les contributions particulièrement élevées (jusqu'à 82 %) soulignent le rôle dominant de ces épisodes extrêmes dans le bilan hydrique annuel.

Les autres stations présentent des maximas associés à des périodes de retour comprises entre 31 et 48 ans, avec des contributions également significatives, supérieures à 42 %. Cette variabilité spatiale des périodes de retour reflète l'hétérogénéité des régimes pluviométriques au sein du bassin versant, vraisemblablement influencée par la diversité topographique et l'orientation par rapport aux flux atmosphériques dominants.

Tableau 6.02 : Comparaison entre les périodes de retour modélisé par la loi GEV et les maximums issus des séries pluviométriques observées

N° des stations	Période de retours (GEV)					Nos séries				
	10	50	100	500	1000	Max (mm)	Date	Probabilité	Période de retour	Contribution
1	41,6	57,0	63,5	78,6	85,1	52,2	mai-04	0,9679	31	<b>60%</b>
2	47,2	61,9	67,8	81,0	86,4	63,5	mars-90	0,9835	<b>60</b>	28%
3	67,1	108,0	132,2	211,2	258,5	115	nov-84	0,9839	<b>62</b>	<b>68%</b>
4	59,6	92,0	109,2	159,3	186,3	91,2	nov-01	0,9793	48	<b>74%</b>
5	75,7	118,3	140,2	202,0	234,2	129,4	déc-80	0,9861	<b>72</b>	36%
6	49,8	66,5	74,1	92,6	101,0	73	nov-84	0,9890	<b>91</b>	39%
7	53,0	62,0	65,1	70,7	72,6	60,1	déc-80	0,9704	34	42%
8	54,6	82,3	97,4	142,5	167,3	103	nov-01	0,9921	<b>126</b>	<b>82%</b>
9	60,5	95,2	115,3	179,5	217,1	96	avr-73	0,9806	<b>52</b>	<b>54%</b>
10	72,6	109,7	128,9	183,5	212,1	112,7	déc-80	0,9821	<b>56</b>	<b>56%</b>
11	59,5	84,8	96,8	128,1	143,2	78,2	déc-04	0,9702	34	<b>77%</b>
12	53,6	74,4	83,0	102,3	110,5	89,2	avr-89	0,9940	<b>167</b>	<b>68%</b>
13	40,9	59,6	69,1	95,7	109,5	73,8	nov-84	0,9927	<b>137</b>	<b>53%</b>
14	61,5	97,6	116,7	171,5	200,8	91,2	nov-01	0,9742	39	<b>74%</b>
15	56,4	80,4	91,5	119,7	132,9	77,2	avr-89	0,9754	41	<b>65%</b>

### 6.1.2. Ecoulement

D'après les résultats du Tableau 6.03, et au seuil de confiance de 95 %, la statistique de Kolmogorov observée est inférieure à la valeur critique tolérée (0,23076), ce qui valide les ajustements retenus pour les trois stations hydrométriques. Ainsi :

- La station ST01 s'ajuste le mieux à la loi de Pearson III ;

- La station ST02 présente un meilleur ajustement à la loi GEV ;
- La station ST03 s'ajuste également à la loi de Pearson III.

Cependant, la comparaison entre la période de retour calculée à partir de ces lois et la longueur effective des séries de données révèle des valeurs jugées inacceptables pour les trois stations, ce qui invite à la prudence dans l'interprétation des résultats extrêmes.

Les différences d'ajustement observées entre les stations traduisent les spécificités hydrologiques propres à chaque sous-bassin. La loi de Pearson III, bien adaptée aux stations ST01 et ST03, est efficace pour modéliser des débits asymétriques positifs, typiques des régimes méditerranéens avec des crues brutales et irrégulières. Cette loi permet une bonne représentation des valeurs extrêmes situées en queue de distribution.

À l'inverse, l'ajustement optimal de la station ST02 à la loi GEV suggère un régime hydrologique plus complexe ou instable, possiblement influencé par la géomorphologie locale ou par des interventions anthropiques. Grâce à ses trois paramètres, la loi GEV offre une plus grande flexibilité pour capter des comportements hydrologiques marqués par une variabilité interannuelle élevée.

Cette hétérogénéité dans les ajustements souligne la diversité spatiale des processus hydrologiques au sein du bassin versant étudié, et met en lumière l'importance d'une approche différenciée pour la modélisation des débits extrêmes.

*Tableau 6.03 : Statistique de KOLMOGOROV calculée pour les ajustements des écoulements*

N° des stations	GEV	Fréchet	Gumbel	Weibull	Pearson III
110101	0,0940	0,1677	0,1637	0,0757	<b>0,0741</b>
110201	<b>0,0922</b>	0,1953	0,1973	0,1218	0,0946
110301	0,1424	0,2173	0,1583	0,1229	<b>0,1182</b>

D'après le Tableau 6.04, les valeurs maximales instantanées des débits liquides dans les trois stations hydrométriques correspondent aux inondations qui ont touché notre zone d'étude, à savoir :

- La station 110101, la valeur maximale enregistrée est de 290 m<sup>3</sup>/s pour une période de retour de 61 ans, ce qui correspond à l'inondation de tous les environs de la ville de Sidi Bel Abbas.
- La station 110201, la valeur maximale enregistrée est de 808 m<sup>3</sup>/s pour une période de retour de 65 ans, ce qui correspond à l'inondation de tous les environs de la ville de Sidi Bel Abbas.
- La station 110301, la valeur maximale enregistrée est de 215 m<sup>3</sup>/s pour une période de retour de 33 ans, ce qui correspond à l'inondation de tous les environs de la ville de Sidi Bel Abbas.

Ces valeurs maximales instantanées et leurs périodes de retour associées révèlent l'ampleur exceptionnelle des événements hydrologiques ayant affecté la région. Les périodes de retour de 61 ans et 65 ans pour les stations 110101 et 110201 indiquent des événements rares, correspondant à des inondations de rareté significative, ce qui explique l'intensité des inondations observées dans les environs de Sidi Bel Abbas. En revanche, une période de retour de 33 ans pour la station 110301 peut être interprétée comme un événement relativement plus fréquent.

La différence notable entre les périodes de retour des stations amont (110101 et 110201) et celle de la station aval (110301, avec 33 ans) suggère une atténuation de l'onde de crue le long du réseau hydrographique, potentiellement due à des facteurs comme l'expansion de la plaine d'inondation, le stockage temporaire dans le lit majeur, ou des pertes par infiltration.

L'écart important entre les débits maximaux des trois stations (290, 808 et 215 m<sup>3</sup>/s) met également en évidence la variabilité spatiale de la réponse hydrologique au sein du bassin versant. La valeur particulièrement élevée à la station 110201 (808 m<sup>3</sup>/s) pourrait s'expliquer par des caractéristiques spécifiques de ce sous-bassin, telles qu'une plus grande superficie de drainage, une pente plus forte, ou une contribution significative d'affluents. Ces observations soulignent l'importance d'une approche spatialement différenciée dans l'analyse et la gestion du risque d'inondation dans cette région.

Tableau 6.04 : Comparaison entre les périodes de retour et les maximums instantanés de nos séries d'écoulement

N° des stations	Période de retours					Nos séries			
	10	50	100	500	1000	Max	Date	Probabilité	Période de retour
110101	159	276	327	451	506	290	août-01	0,9837	<b>61</b>
110201	407	749	904	1281	1451	808	oct-86	0,9847	<b>65</b>
110301	148	239	278	371	411	215	sept-94	0,9695	33

## 6.2. Analyse des caractéristiques hydrologiques et facteurs de concentration des écoulements à l'échelle des inondations :

### 6.2.1. Inondation du 04/10/1986 :

L'inondation du 04/10/1986 (Figure 06.01) présente des caractéristiques hydrologiques particulièrement intéressantes. Malgré une faible pluviométrie enregistrée (seulement 25,5 mm à la première station), la réponse hydrologique a été particulièrement intense (808 m<sup>3</sup>/s à la station ST02), ce qui suggère un phénomène de concentration rapide des écoulements. Cette disproportion entre les précipitations et les débits peut s'expliquer par plusieurs facteurs : une possible sous-estimation des précipitations en raison de la faible densité du réseau pluviométrique, des conditions antérieures d'humidité du sol favorisant le ruissellement après 14 jours sans précipitations significatives, ou encore des caractéristiques géomorphologiques du bassin versant qui facilitent la concentration rapide des écoulements.

Les temps de montée observés, particulièrement courts (30 minutes pour ST01, 5 heures pour ST02, et 15 heures pour ST03), révèlent un bassin versant à réponse rapide, typique des régions semi-arides méditerranéennes, où les sols peu profonds et la végétation clairsemée limitent l'infiltration et favorisent le ruissellement de surface.

La propagation de l'onde de crue entre les stations montre une augmentation significative du débit de pointe entre ST01(229 m<sup>3</sup>/s) et ST02 (808 m<sup>3</sup>/s), suivie d'une atténuation marquée à ST03 (104 m<sup>3</sup>/s). Cela suggère une contribution importante des affluents intermédiaires entre

les deux premières stations, ainsi que des phénomènes d'écrêtement de crue (expansion dans la plaine d'inondation, stockage temporaire) entre les deux dernières stations.

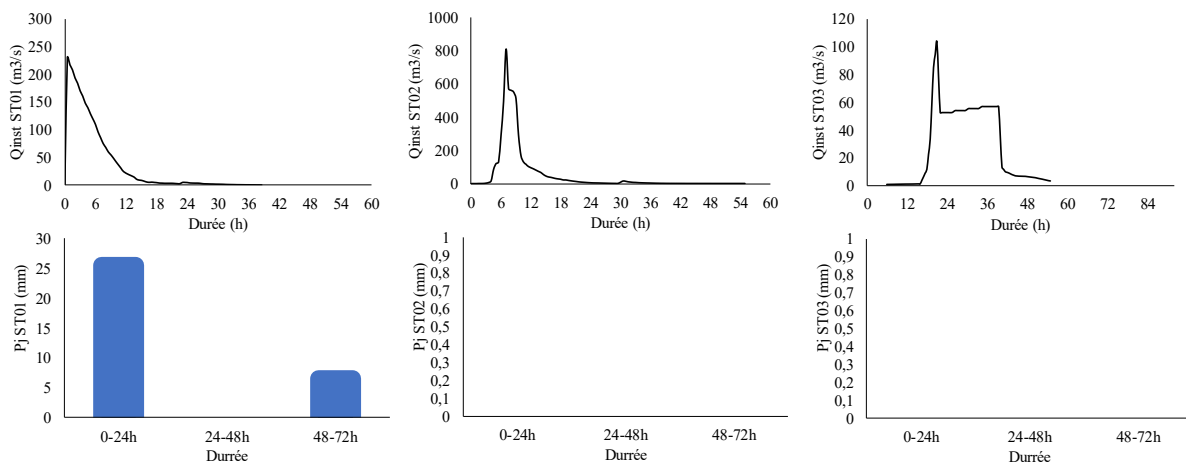


Figure 6.1 : relation entre les pluies journalière et les débits liquide durant l'inondation de 04/10/1986

### 6.2.2. Inondation du 14/03/1991 :

L'inondation du 14/03/1991 (Figure 06.02) présente un schéma de génération différent de celui de 1986. Contrairement à l'événement précédent, cette inondation est caractérisée par des précipitations significatives et bien réparties sur l'ensemble du bassin versant, avec une distribution spatiale plus homogène (8 mm, 52 mm et 42,5 mm pour les trois stations le 13/03, suivies de précipitations importantes le 14/03). Cette répartition spatiale des précipitations explique la réponse hydrologique plus équilibrée entre les stations.

Un aspect particulièrement notable est le cumul important de précipitations antérieures à l'événement principal, avec 119,9 mm et 83,7 mm accumulés depuis le 09/03/1991 pour les stations de Sidi Ali Benyoub et SBA respectivement. Ces conditions antécédentes d'humidité élevée ont vraisemblablement joué un rôle crucial dans la genèse de cette inondation, en saturant progressivement les sols et en réduisant leur capacité d'infiltration. Ce phénomène illustre l'importance de la séquence temporelle des précipitations dans la génération des crues, au-delà de l'intensité des précipitations lors de l'événement déclencheur.

La propagation de l'onde de crue montre une augmentation significative du débit entre ST01 (28 m³/s) et ST02 (142 m³/s), mais contrairement à l'inondation de 1986, le débit à ST03 (135 m³/s) reste presque aussi élevé qu'à ST02, suggérant une contribution continue des sous-bassins intermédiaires et/ou une moindre atténuation de l'onde de crue, potentiellement due à des sols déjà saturés limitant le stockage dans la plaine d'inondation.

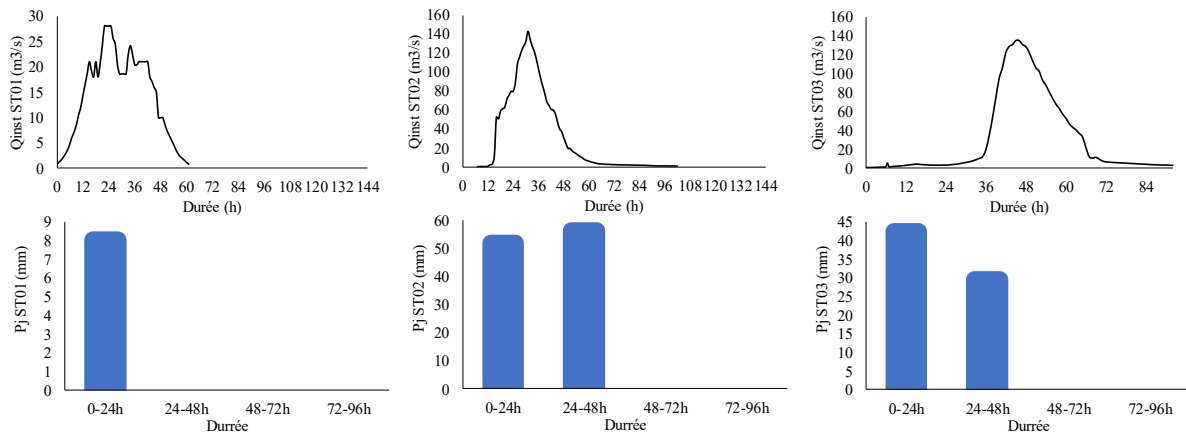


Figure 6.2 : relation entre les pluies journalière et les débits liquides durant l'inondation de 14/03/1991

### 6.2.3. Inondation du 27/09/1997

L'inondation du 27/09/1997 (Figure 06.03) présente une dynamique hydrologique complexe caractérisée par une succession de pics de crue, contrairement aux événements précédents qui montraient des hydrogrammes plus simples. Cette structure multi phasée de l'hydrogramme, avec deux pics à la station 110101 et trois pics aux stations 110201 et 110301, révèle un événement pluviométrique complexe, probablement constitué de plusieurs cellules orageuses successives ou d'une distribution temporelle irrégulière des précipitations.

La forte hétérogénéité spatiale des précipitations est particulièrement frappante, avec une absence totale de précipitations enregistrées à la troisième station pluviométrique pendant tout le mois, tandis que des valeurs significatives sont observées aux deux autres stations. Cette disparité spatiale, typique des systèmes convectifs méditerranéens, souligne les limites de la représentativité spatiale des stations pluviométriques et suggère que des précipitations localisées intenses ont pu se produire entre les stations de mesure.

La séquence temporelle des pics de crue aux différentes stations révèle une propagation complexe de l'onde de crue dans le réseau hydrographique. L'intervalle de temps entre les pics successifs varie considérablement (24 heures entre les deux pics à la station 110101, 6h30 entre les deux premiers pics à la station 110201, et 17h30 à la station 110301), ce qui suggère des contributions variables des différents sous-bassins et potentiellement des phénomènes de concomitance entre les ondes de crue provenant de différents affluents. Cette dynamique complexe souligne l'importance d'une approche spatialisée dans l'analyse et la prévision des inondations dans ce bassin versant.

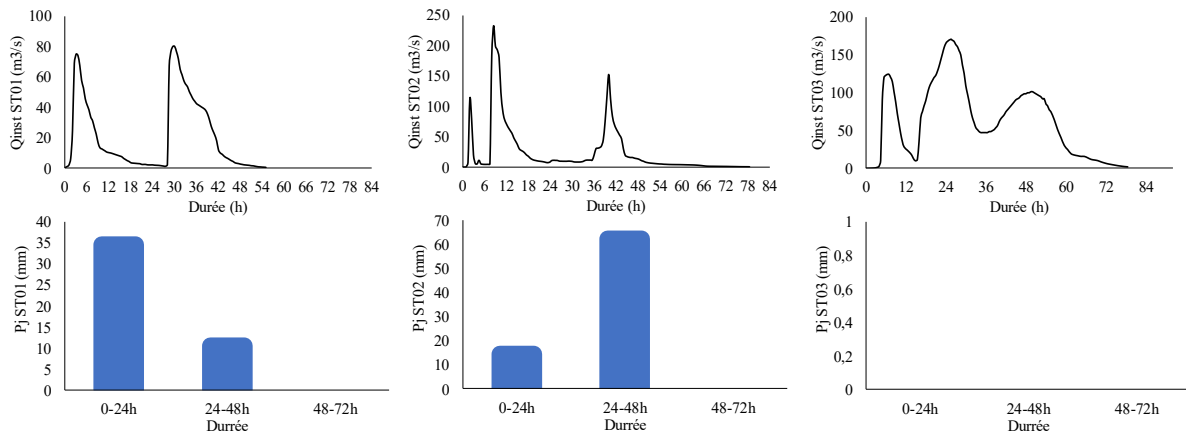


Figure 6.3 : relation entre les pluies journalière et les débits liquides durant l'inondation de 27/09/1997

#### 6.2.4. A l'échelle d'inondation du 23/10/2000

L'inondation du 23/10/2000 (Figure 06.03) présente un schéma de génération caractérisé par une séquence de précipitations sur deux jours consécutifs, avec des précipitations significatives le jour précédant l'inondation (24 mm à Ras El Ma et 15,2 mm à Sidi Ali Benyoub le 22/10), suivies de précipitations plus intenses le jour même de l'inondation (17,3 mm et 38,7 mm respectivement). Cette distribution temporelle des précipitations sur deux jours a vraisemblablement contribué à la saturation progressive des sols, augmentant ainsi le coefficient de ruissellement lors des précipitations du 23/10. Un aspect remarquable de cet événement est la synchronisation des pics de crue aux stations ST01 et ST02, tous deux enregistrés le 23/10/2000 à 13h30, avec des débits respectifs de 230 m<sup>3</sup>/s et 662 m<sup>3</sup>/s. Cette concomitance parfaite des pics suggère une distribution spatiale relativement homogène des précipitations intenses sur les sous-bassins correspondants, ou une configuration particulière du réseau hydrographique favorisant cette synchronisation. Le temps de montée identique (6h30) aux deux stations renforce cette hypothèse d'une réponse hydrologique homogène sur cette partie du bassin versant. Le décalage temporel important (13h30) entre les pics aux stations amont et celui à la station ST03 (enregistré le 24/10/2000 à 03h00) illustre le temps de propagation de l'onde de crue dans le réseau hydrographique. La réduction significative du débit de pointe entre ST02 (662 m<sup>3</sup>/s) et ST03 (150 m<sup>3</sup>/s) indique un écrêtement important de la crue, probablement dû à l'expansion dans la plaine d'inondation et/ou à des pertes par infiltration le long du parcours, ce qui souligne le rôle potentiellement bénéfique des zones d'expansion naturelles des crues dans l'atténuation des inondations en aval.

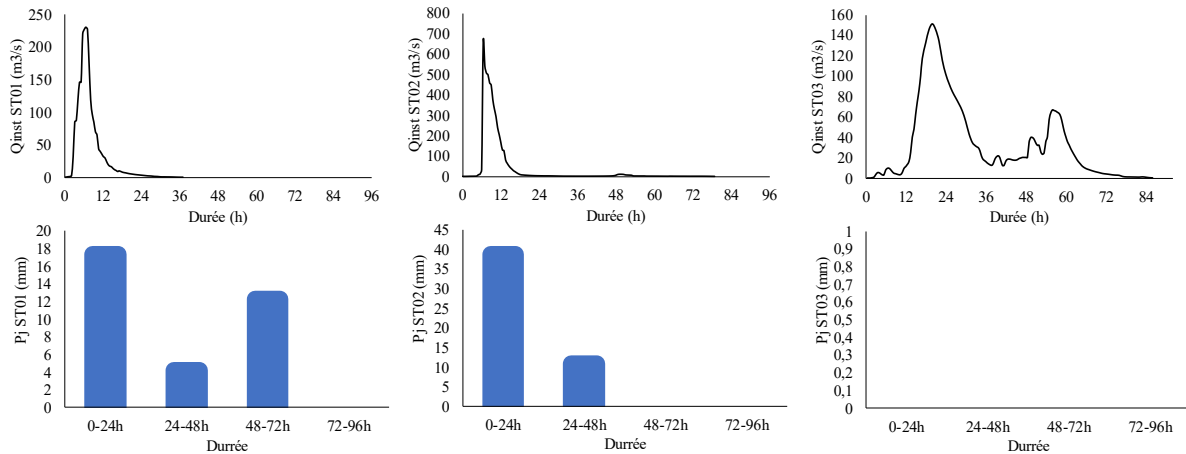


Figure 6.4 : relation entre les pluies journalière et les débits liquide durant l'inondation de 23/10/2000

### 6.2.5. Inondation du 24/08/2002

L'inondation du 24/08/2002 (Figure 06.05) présente des caractéristiques particulièrement intéressantes car elle survient après une longue période de sécheresse (82 jours sans précipitations efficaces), ce qui est typique du régime pluviométrique méditerranéen avec des étés secs suivis d'orages automnaux intenses. Cette configuration temporelle a des implications hydrologiques importantes : les sols, desséchés par la longue période sans pluie, peuvent présenter des phénomènes d'hydrophobie qui limitent initialement l'infiltration et favorisent le ruissellement de surface, malgré leur faible teneur en eau.

La forte hétérogénéité spatiale des précipitations est à nouveau mise en évidence, avec 42 mm enregistrés à Ras El Ma le 22/08/2002 contre seulement 6 mm à Sidi Ali Benyoub le 23/08/2002. Malgré cette disparité, la réponse hydrologique est significative aux trois stations, ce qui suggère soit des précipitations non captées par le réseau de mesure, soit une contribution importante du ruissellement de surface sur les sols hydrophobes.

La propagation de l'onde de crue montre un schéma classique avec un décalage temporel d'environ 4h30 entre le pic à ST01 (23/08/2002 à 21h30) et celui à ST02 (24/08/2002 à 02h00), suivi d'un décalage plus important de 12h30 jusqu'à ST03 (24/08/2002 à 14h30). L'augmentation significative du débit entre ST01 (227 m<sup>3</sup>/s) et ST02 (641 m<sup>3</sup>/s), suivie d'une forte atténuation à ST03 (127 m<sup>3</sup>/s), illustre à nouveau l'importance des contributions intermédiaires et des phénomènes d'écèlement dans la dynamique des crues de ce bassin versant.

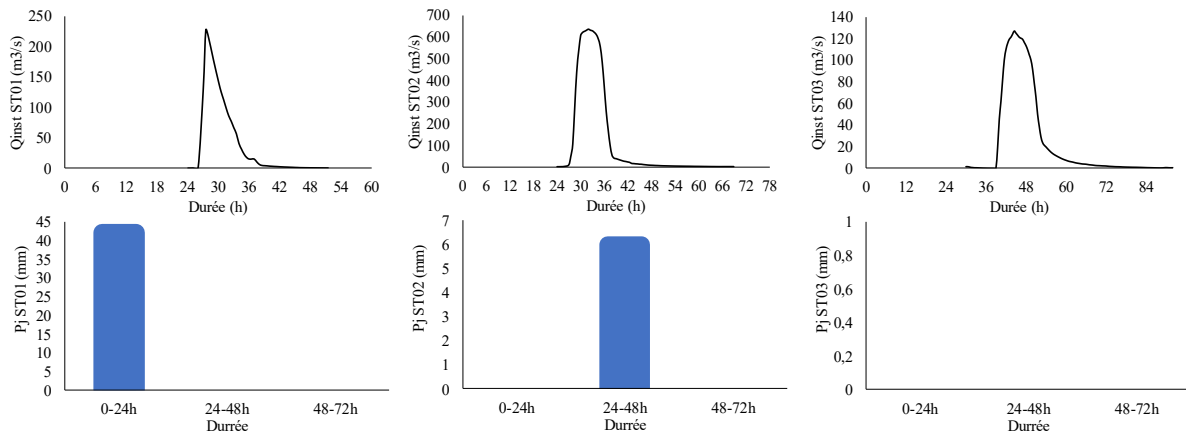


Figure 6.5 : relation entre les pluies journalière et les débits liquide durant l'inondation de 24/08/2002

En conclusion, l'analyse comparative des principales crues survenues entre 1986 et 2002 dans le bassin étudié révèle une grande diversité des mécanismes hydrologiques impliqués. Chaque événement présente des caractéristiques propres en termes de distribution spatiale et temporelle des précipitations, de conditions initiales du sol, de structure de l'hydrogramme et de dynamique de propagation de l'onde de crue.

L'inondation de 1986 illustre l'impact d'une réponse hydrologique très rapide et intense malgré une pluviométrie modeste, probablement en raison de la configuration géomorphologique du bassin et de conditions favorables au ruissellement. À l'inverse, l'événement de 1991 montre l'importance du cumul préalable de précipitations et d'une répartition spatiale homogène dans la genèse d'une crue étendue et bien répartie.

L'événement de 1997 se distingue par une dynamique complexe, résultant probablement de cellules orageuses successives et d'une forte variabilité spatiale, révélant la complexité des crues en contexte méditerranéen. Les crues de 2000 et 2002, quant à elles, soulignent respectivement l'effet de la synchronisation des sous-bassins (avec une crue concentrée et coordonnée), et celui d'un retour brutal à l'humidité après une période de sécheresse prolongée, mettant en évidence des comportements spécifiques des sols en début de saison humide.

Enfin, la propagation des ondes de crue montre systématiquement une amplification en amont suivie d'une atténuation variable vers l'aval, influencée par les apports des sous-bassins intermédiaires, les effets d'écrêtement dans la plaine d'inondation, ou encore la saturation préalable des sols.

Dans l'ensemble, ces analyses soulignent l'importance d'une approche intégrée combinant données pluviométriques, conditions hydriques antérieures et caractéristiques morphologiques pour comprendre et modéliser les inondations en contexte semi-aride méditerranéen.

### **6.3. Analyse de la réponse sédimentaire du bassin versant lors des événements exceptionnels**

Afin d'évaluer la réponse du bassin versant en termes de production de sédiments lors des crues exceptionnelles, nous avons analysé la relation entre le débit liquide ( $Q$ ) et la concentration en sédiments ( $C$ ) à l'échelle de l'événement. Pour ce faire, trois épisodes d'inondation ont été sélectionnés à partir de notre base de données de débits instantanés. Ces événements ont été retenus en raison de leur intensité et de la disponibilité des mesures concomitantes de débit et de concentration.

Cependant, il est à noter que certaines crues, bien que significatives sur le plan hydrologique, n'ont pas pu être intégrées à cette analyse en raison de l'absence ou de l'incomplétude des données sédimentaires. Cette limitation souligne l'importance d'un suivi systématique et couplé des variables hydrologiques et sédimentaires, en particulier lors des événements extrêmes, afin de mieux comprendre les mécanismes de mobilisation et de transport des sédiments dans les bassins versants méditerranéens.

#### **6.3.1. Inondation du 14/03/1991 :**

La relation entre débit liquide et concentration des sédiments pour l'inondation du 14/03/1991 (Figure 06.06) présente des caractéristiques particulièrement intéressantes du point de vue sédimentologique. L'hystérésis de classe IV (une seule ligne plus boucle) observée aux deux stations indique un mécanisme complexe de transport sédimentaire. Selon Williams (1989), cette forme d'hystérésis combine les caractéristiques de la classe I (relation linéaire) et de la classe II (boucle dans le sens horaire), ce qui suggère une évolution du processus de transport au cours de l'événement.

Le fait que le pic de concentration des sédiments précède significativement le pic de débit (23 heures d'écart à la première station et 13 heures à la deuxième) révèle un phénomène de "first flush" ou "premier flot", où les sédiments facilement mobilisables sont rapidement entraînés dès le début de la crue. Ce phénomène est typique des bassins versants où les sédiments sont principalement issus de sources proches du cours d'eau ou facilement accessibles, comme les

berges érodables, les zones riveraines ou les surfaces imperméabilisées (Lawler et al., 2006). La disponibilité limitée de ces sédiments explique pourquoi leur concentration diminue avant même que le débit n'atteigne son maximum.

Les recherches récentes (Jing et al., 2025; Zuecco et al., 2016) ont montré que ce type d'hystérésis est souvent associé à des bassins versants présentant une connectivité hydrologique variable, où les zones contributrices à la production de sédiments sont rapidement connectées au début de l'événement pluvieux, mais où cette connectivité n'augmente pas proportionnellement avec le débit. La différence notable dans les concentrations maximales entre les deux stations (1,1 g/L à ST01 contre 30 g/L à ST02) suggère également une contribution importante des sous-bassins intermédiaires ou des processus d'érosion significatifs entre ces deux points de mesure.

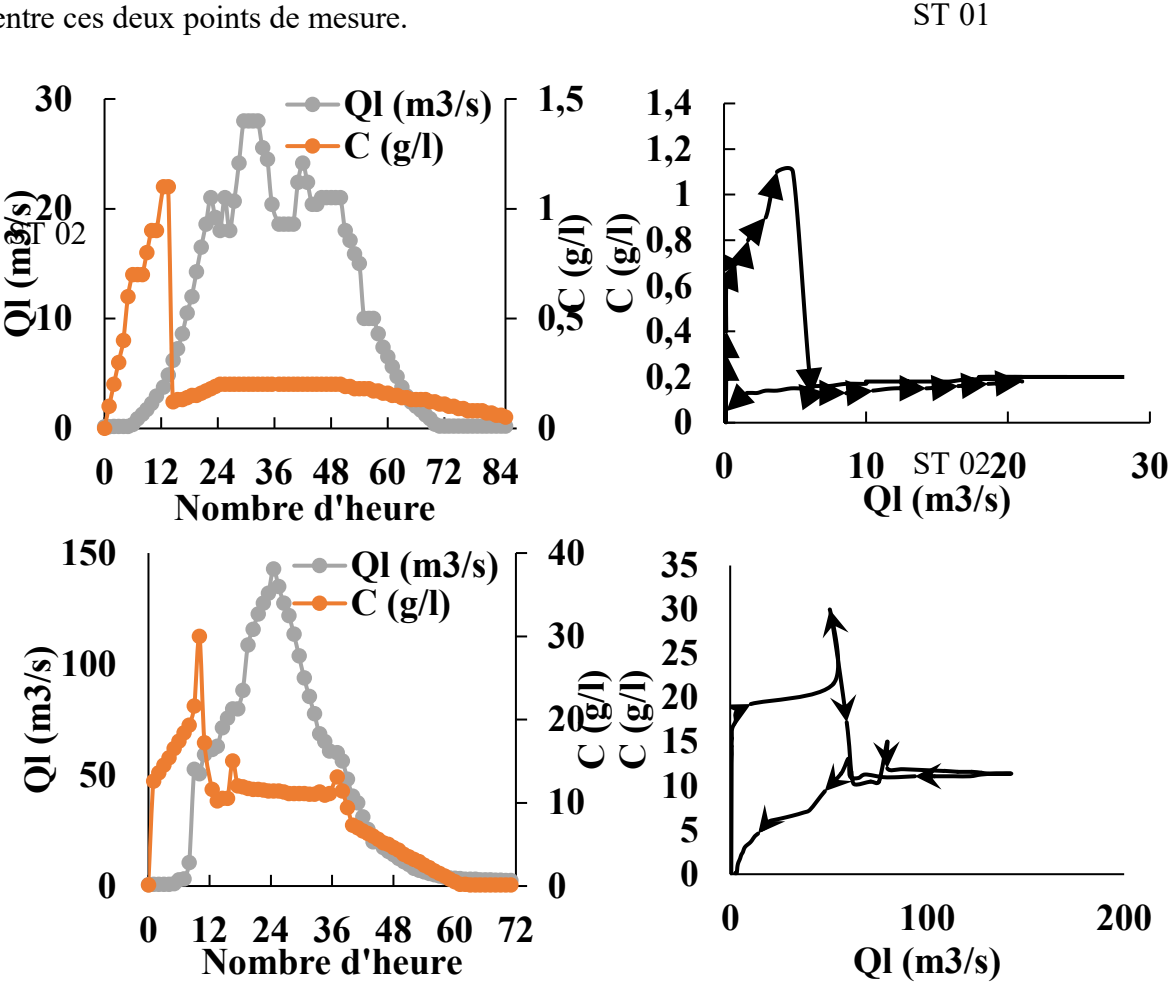


Figure 6.6 : variation temporelle du débit liquide et de la concentration des sédiments au cours de l'inondation de 14/03/1991

### 6.3.2. A l'échelle d'inondation du 23/10/2000

L'inondation du 23/10/2000 (Figure 6.7) présente un comportement sédimentaire distinct de celui observé en 1991, avec des hystérésis de classe V (forme de huit) aux trois stations. Cette forme complexe d'hystérésis, où les paramètres C et QI évoluent séquentiellement dans des directions opposées, révèle une dynamique sédimentaire particulièrement sophistiquée. Selon (Williams, 1989b), cette forme résulte généralement d'une combinaison de processus de transport et de sources sédimentaires qui évoluent au cours de l'événement hydrologique.

La quasi-synchronisation des pics de débit et de concentration aux trois stations (écarts de 30 minutes à 1 heure) indique une réponse sédimentaire rapide et étroitement liée à l'augmentation du débit. Cette caractéristique suggère que les sources de sédiments sont activées proportionnellement à l'intensité de l'écoulement, mais avec des mécanismes qui varient entre la phase de montée et la phase de décrue. Les recherches récentes (Hamshaw et al., 2018; Lloyd et al., 2016) ont montré que ce type d'hystérésis en forme de huit peut résulter de l'activation séquentielle de différentes sources de sédiments au cours de l'événement.

L'augmentation significative des concentrations maximales de sédiments de l'amont vers l'aval (20 g/L à ST01, 65 g/L à ST02 et ST03) met en évidence une contribution croissante des processus d'érosion le long du réseau hydrographique. Cette tendance spatiale, associée à la forme d'hystérésis en huit, suggère un système où les processus d'érosion des berges et du lit deviennent progressivement dominants à mesure que l'onde de crue se propage vers l'aval, comme l'ont démontré des études récentes dans des contextes méditerranéens similaires (Fortesa et al., 2021; García-Comendador et al., 2017).

La valeur identique de concentration maximale (65 g/L) aux stations ST02 et ST03, malgré une réduction significative du débit de pointe (de 662 m<sup>3</sup>/s à 161 m<sup>3</sup>/s), indique également une possible remobilisation des sédiments déposés lors d'événements antérieurs ou une contribution importante des affluents entre ces deux stations. Ce phénomène illustre la complexité des processus de transfert sédimentaire à l'échelle du bassin versant et souligne l'importance d'une approche spatialisée dans l'analyse de la dynamique sédimentaire.

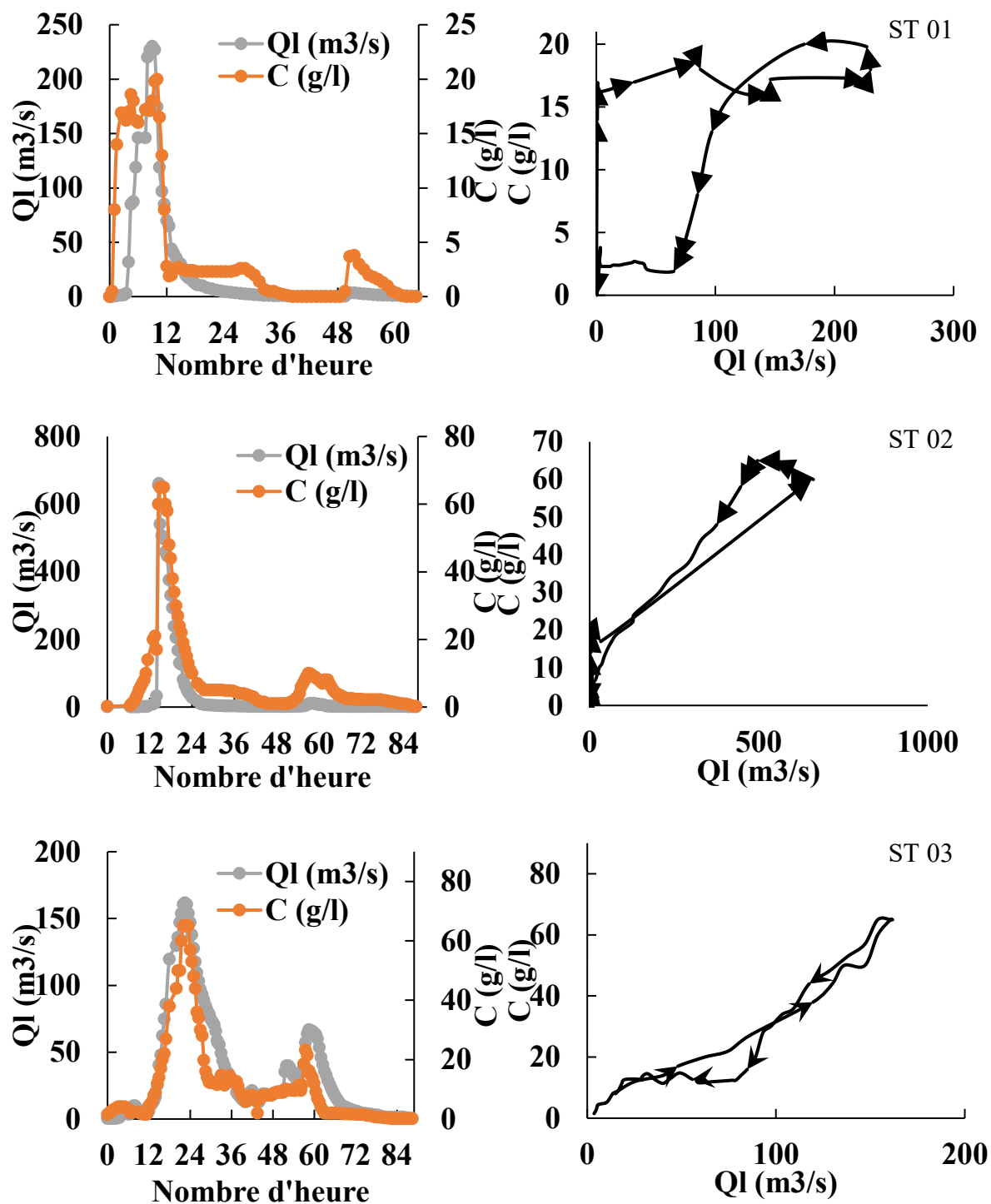


Figure 6.7 : variation temporelle du débit liquide et de la concentration des sédiments au cours d'inondation du 23/10/2000

### 6.3.1. Inondation du 24/08/2002

L'inondation du 24/08/2002 (Figure 6.8) présente une dynamique sédimentaire particulièrement complexe et hétérogène spatialement. À la station ST01, la synchronisation parfaite des pics de débit et de concentration associée à une hystérésis de classe V (figure en huit) révèle un équilibre initial entre l'augmentation du débit et la mobilisation des sédiments, suivi d'une

évolution différenciée lors de la décrue. Cette configuration, où le rapport C/Q est supérieur durant la décrue par rapport à la montée, suggère une contribution tardive de sources sédimentaires, potentiellement liée à des effondrements de berges ou à des glissements de terrain déclenchés par la saturation progressive des sols au cours de l'événement (Lefrançois et al., 2007).

Aux stations ST02 et ST03, les hystérésis de classe II (boucle dans le sens horaire) indiquent un mécanisme différent, où les concentrations maximales précèdent légèrement (ST02) ou significativement (ST03) les débits de pointe. Selon (Williams, 1989b) et les études plus récentes (Jing et al., 2025; Zuecco et al., 2016), ce type d'hystérésis est généralement associé à une disponibilité limitée des sédiments, qui sont rapidement mobilisés en début de crue puis s'épuisent progressivement. Ce phénomène est typique des bassins versants où les sources principales de sédiments sont proches du cours d'eau ou facilement accessibles, comme les dépôts de lit, les berges érodables ou les surfaces dégradées directement connectées au réseau hydrographique.

La présence de deux pics distincts de concentration à la station ST03 (à 00h00 et 09h30) avant le pic de débit (14h30) est particulièrement intéressante. Cette structure biphasée suggère l'arrivée successive de deux "vagues" sédimentaires, potentiellement issues de différentes parties du bassin versant ou de différents processus d'érosion. Des études récentes (Dupas et al., 2015; Rose et al., 2018) ont montré que de telles structures multi phasées peuvent résulter de la contribution séquentielle de différents sous-bassins ou de l'activation de différentes sources sédimentaires en fonction des seuils d'intensité pluviométrique ou de saturation des sols.

La variabilité spatiale des concentrations maximales (52 g/L à ST01, 41 g/L à ST02, et 58,3 g/L à ST03) ne suit pas une tendance amont-aval claire, contrairement à l'événement de 2000. Cette hétérogénéité spatiale, associée à la diversité des formes d'hystérésis observées, souligne la complexité des processus de production et de transfert sédimentaire dans ce bassin versant, probablement influencés par des facteurs locaux comme la géomorphologie des sous-bassins, l'occupation des sols, ou les interventions anthropiques.

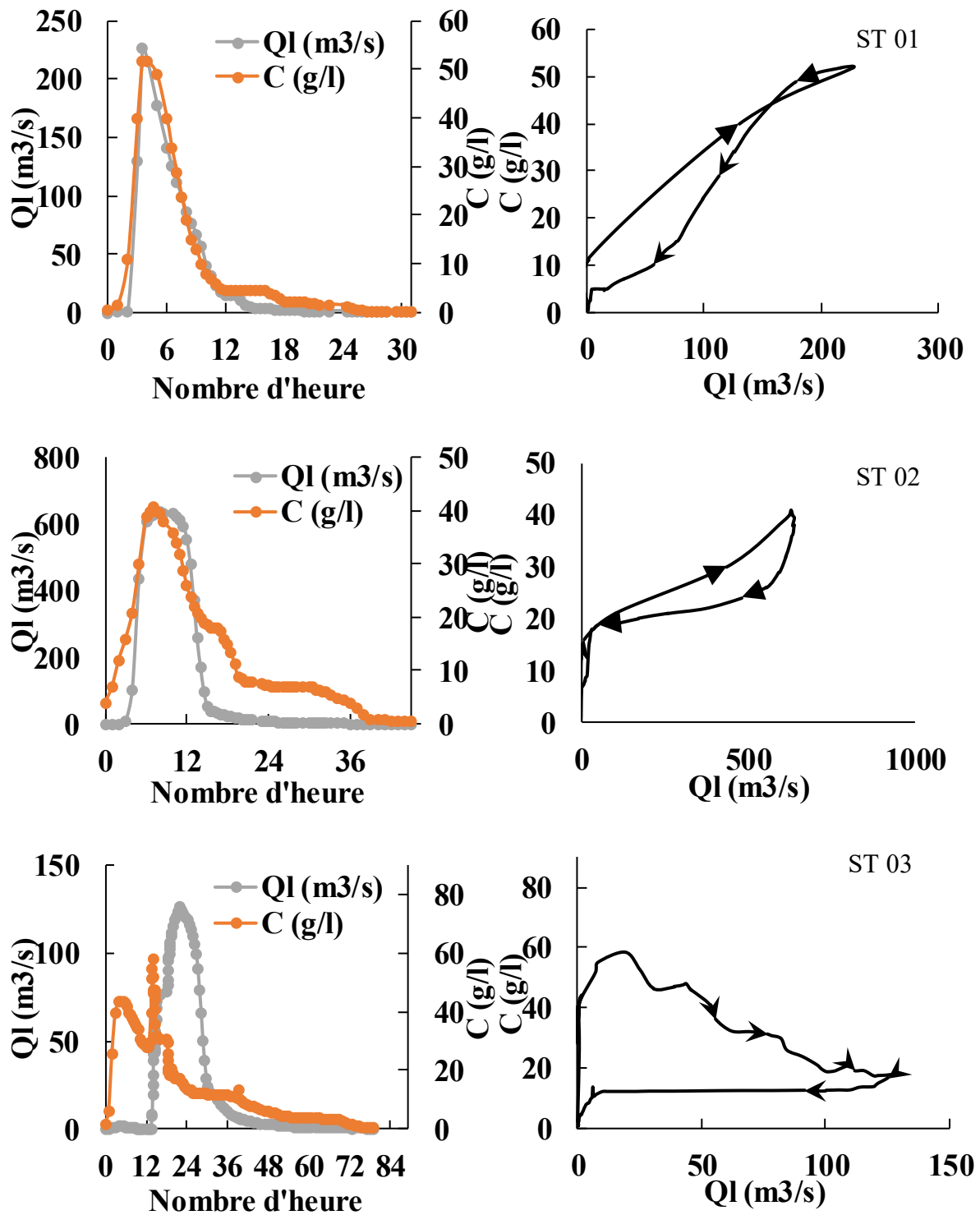


Figure 6.8 : variation temporelle du débit liquide et de la concentration des sédiments au cours d'inondation du 24/08/2002

#### 6.4. Synthèse

L'analyse approfondie des événements hydrologiques extrêmes dans le bassin versant de la Mekerra révèle des caractéristiques hydrologiques et sédimentaires distinctives qui s'inscrivent dans le contexte plus large des bassins versants méditerranéens semi-arides. La forme

caractéristique des hydrogrammes, avec une montée rapide et une décrue plus lente, est typique des bassins versants à réponse rapide où le ruissellement de surface domine sur l'écoulement souterrain. Cette configuration hydrologique est cohérente avec les études antérieures menées dans la région (Taibi et al., 2015), qui ont mis en évidence la forte réactivité hydrologique du bassin de la Mekerra aux événements pluvieux intenses.

Les temps de montée relativement courts observés aux trois stations (30 min à 6 heures à ST01, 5 heures en moyenne à ST02, et 10 heures en moyenne à ST03) illustrent la propagation et l'atténuation progressive de l'onde de crue dans le réseau hydrographique. Cette augmentation systématique du temps de montée de l'amont vers l'aval, également documentée par (Zeroual et al., 2019) dans des bassins versants algériens similaires, résulte de la combinaison de plusieurs facteurs : l'expansion de l'onde de crue dans la plaine d'inondation, les pertes par infiltration, et la contribution variable des affluents le long du parcours.

Durant la saison sèche, il a été noté une forte hausse des paramètres hydro pluviométriques avec des crues très importantes touchant notre zone d'étude, ce qui signifie que le sol parvient au bout d'un certain temps à être saturé de telle sorte que tout accroissement du volume de pluie va se traduire par une équivalence du volume écoulé dans la rivière à l'exutoire. Autrement dit, pendant un intervalle de temps donné, toute quantité de pluie qui tombe finit par ruisseler ce qui va engendrer les inondations, la dégradation de sol et l'érosion.

Ce phénomène de saturation progressive des sols, particulièrement marqué lors des événements survenant après une période sèche prolongée, a été également observé dans d'autres bassins versants méditerranéens (Fortesa et al., 2021). Il s'explique par les propriétés hydrophobes que peuvent développer les sols après une longue période de sécheresse, limitant initialement l'infiltration, suivie d'une saturation rapide une fois cette barrière hydrophobe surmontée. Cette dynamique non-linéaire de la réponse hydrologique aux précipitations constitue un facteur aggravant du risque d'inondation dans la région, comme l'ont souligné (Bouanani et al., 2013) dans leurs travaux sur les bassins versants de l'ouest algérien.

Les résultats d'analyse des inondations sélectionnées montrent qu'il y a eu une dominance de la forme d'hystérésis en forme de figure eight (4 événements), d'après (Arnborg et al., 1967b; Williams, 1989b) cette forme combine entre des parties des classes II (dans le sens horaire boucle) et III (boucle dans le sens antihoraire). La deuxième classe dominante est la forme boucle dans le sens antihoraire (classe III) avec 2 événements, d'après (Williams, 1989b) cette forme résulte à cause de deux phénomènes (1) une cause possible est le temps de parcours relatif de l'onde de crue et le flux de sédiments, compte tenu notamment de la distance en aval entre

la crue source et la station de mesure (2) changements dans les rejets d'eau ont tendance à se déplacer avec la vitesse des vagues, cette vitesse est généralement un peu plus rapide que la vitesse d'écoulement moyenne, pour de nombreux cours d'eau. Puisque les sédiments en suspension ont tendance pour se déplacer à une vitesse plus proche de la vitesse d'écoulement moyenne, le flux de sédiments tend à la traîne derrière la vague de crue. La classe IV est enregistré dans 2 inondations. Elle est expliquée toujours par (Williams, 1989b), l'apport des sédiments relativement tôt dans l'inondation pourrait se produire soit par: (a) un petit approvisionnement étant disponible, ou (b) une longue durée et / ou crue très intense, la deuxième cause est la formation d'une couche blindée avant l'apparition du pic de débits liquide.

La prédominance des hystérésis en forme de huit (classe V) dans les événements étudiés révèle la complexité des processus sédimentaires dans le bassin versant de la Mekerra. Cette forme d'hystérésis, qui combine des éléments des classes II et III, indique une évolution séquentielle des sources et des mécanismes de transport sédimentaire au cours des événements hydrologiques. Des études récentes (Jing et al., 2025; Zuecco et al., 2016) ont montré que ce type d'hystérésis est souvent associé à des bassins versants présentant une forte hétérogénéité spatiale des sources sédimentaires et une connectivité hydrologique variable.

La présence significative d'hystérésis de classe III (boucle dans le sens antihoraire) confirme l'importance du décalage temporel entre l'onde de crue et le flux sédimentaire, phénomène particulièrement marqué dans les bassins versants de taille moyenne à grande comme celui de la Mekerra. Ce décalage, également observé par (Diaf et al., 2020) dans des bassins versants adjacents, s'explique par la différence entre la vitesse de propagation de l'onde de crue et celle du transport des sédiments en suspension, ainsi que par la contribution retardée de sources sédimentaires éloignées du réseau hydrographique principal.

Les hystérésis de classe IV (ligne unique plus boucle), observées dans deux événements, suggèrent une disponibilité limitée des sédiments facilement mobilisables, suivie d'une contribution plus complexe lors de la phase de décrue. Ce type de comportement, également documenté par (Megnounif et al., 2013) dans le bassin de la Tafna (nord-ouest algérien), est souvent associé à des bassins versants où l'érosion des berges et du lit devient progressivement dominante au cours de l'événement hydrologique, après l'épuisement initial des sédiments facilement mobilisables.

Cette saisonnalité marquée des événements hydrologiques extrêmes, avec une concentration des inondations en période automnale, est une caractéristique fondamentale du climat méditerranéen qui a été largement documentée dans la région (M. Meddi et al., 2016; Zeroual

et al., 2019). La distinction entre les deux périodes hydrologiques identifiées (novembre-juillet avec des précipitations de faible contribution, et août-octobre avec des précipitations intenses et forte contribution) met en évidence l'importance des événements convectifs de fin d'été et début d'automne dans la genèse des inondations. Cette configuration temporelle, également observée par (Bouanani et al., 2013) dans le bassin de la Tafna, résulte de la conjonction entre des sols desséchés par la période estivale et l'arrivée des premières perturbations automnales, souvent caractérisées par des précipitations intenses et localisées.

L'ensemble de ces observations hydrologiques et sédimentaires permet de caractériser le bassin versant de la Mekerra comme un système complexe et réactif, typique des environnements méditerranéens semi-arides, où la variabilité spatiotemporelle des précipitations, combinée à l'hétérogénéité des conditions de surface et à l'influence croissante des activités anthropiques, génère des réponses hydro-sédimentaires diversifiées et souvent non-linéaires. Cette complexité souligne l'importance d'une approche intégrée et spatialisée dans la gestion du risque d'inondation et de l'érosion dans cette région.

## Conclusion Générale et recommandations

Suite à une étude approfondie des dynamiques hydrologiques du bassin versant de l'Oued Mekerra, il est primordial de synthétiser les progrès scientifiques significatifs et d'en évaluer les conséquences, autant sur le plan théorique que pratique. L'analyse détaillée des différents aspects des processus hydrologiques dans cette région semi-aride du nord-ouest de l'Algérie a révélé la complexité des interactions entre les précipitations, le ruissellement de l'eau et la dynamique des sédiments, en particulier lors de phénomènes extrêmes.

L'analyse de la variabilité spatio-temporelle des précipitations et des débits fluviaux a révélé des tendances marquées qui caractérisent le régime hydrologique de l'Oued Mekerra. Cette étude a mis en lumière une variation spatiale notable des précipitations, influencée par la topographie et l'orientation en rapport avec les courants atmosphériques dominants. Sur le plan temporel, l'étude des séries chronologiques a mis en évidence des variations significatives à différents intervalles (quotidien, mensuel, saisonnier et annuel), tout en signalant des évolutions à long terme qui suggèrent un changement dans le schéma de la pluviométrie régionale. Cette fluctuation constitue un enjeu majeur dans le secteur de la gestion des ressources hydriques et de l'anticipation des événements climatiques extrêmes.

L'étude détaillée des phénomènes de sécheresse a conduit à déterminer leur occurrence, leur ampleur et leur distribution géographique au sein du bassin versant. L'emploi de divers indicateurs de sécheresse a mis en évidence une série de phases sèches et humides, associé à une tendance croissante des épisodes de sécheresse au cours des dernières décennies. Ce progrès, conforme aux projections climatiques pour la région méditerranéenne, souligne l'accroissement de la vulnérabilité de cette zone face au stress hydrique et ses conséquences sur les écosystèmes et les actions humaines.

De plus, détaillée des événements d'inondation a mis en lumière les processus complexes qui contrôlent l'émergence de crue subite et la propagation des inondations dans cette zone hydrographique, mettant en relief l'effet, à la fois l'intensité des pluies et le mode de répartition spatiale et temporelle des précipitations, les conditions initiales d'humidité du sol et les particularités géomorphologiques propres au bassin. Ces informations sont cruciales pour perfectionner les systèmes d'alerte anticipée et les tactiques de gestion des risques liés aux inondations.

Cette recherche a apporté une contribution significative en matière d'ajustement des séries de débits et de précipitations extrêmes à différentes distributions statistiques. On a noté que, sur la majorité des sites de mesure de la pluie, le modèle de Valeur Extrême Généralisée (GEV) est celui qui convient le mieux pour décrire les événements pluvieux hors du commun. Toutefois, on considère généralement que les distributions de Pearson III et GEV sont les plus appropriées pour modéliser les débits extrêmes associés aux stations hydrométriques. Ce modèle statistique a facilité l'estimation des périodes entre les événements notables et la quantification de leur probabilité, ce qui est bénéfique pour la conception des infrastructures hydrauliques et l'organisation spatiale.

L'analyse des interactions entre le flot du liquide et la présence de sédiments lors des inondations a mis en lumière des dynamiques complexes, caractérisées par différentes formes d'hystérésis. L'étude de ces processus, fondée sur la catégorisation proposée par Williams (1989) et les avancées récentes en la matière, a grandement simplifié l'identification des mécanismes primordiaux de formation et de transport des sédiments dans le bassin versant. L'évidente présence d'hystérésis en figure de huit (classe V) et de boucles antihoraires (classe III) met en lumière la complexité des interactions entre l'onde de crue et le déplacement des sédiments. Ces échanges sont conditionnés par l'écart entre les lieux d'origine des sédiments et les stations de relevés, tout comme par les disparités de vitesse entre le flux d'eau et le déplacement des sédiments en suspension.

Cette étude s'inscrit dans l'approfondissement de notre compréhension des processus sous-jacents aux phénomènes extrêmes et aux mécanismes de sédimentation. Ces connaissances constituent des informations clés pour une gestion durable des ressources en eau et la prévision des désastres naturels.

Sur le plan méthodologique, cette thèse souligne l'importance d'une démarche globale qui associe l'étude des données passées, l'utilisation de techniques statistiques sophistiquées et l'analyse détaillée de faits précis. Cette méthode à plusieurs niveaux, qui prend en compte différentes dimensions spatiales et temporelles, a été conçue expressément pour saisir la complexité des systèmes hydrologiques dans les zones semi-arides. Cette méthode pourrait aussi être mise en œuvre dans d'autres bassins versants présentant des caractéristiques comparables.

Cette recherche a de multiples conséquences pratiques dans différents secteurs d'application :

Nos observations soulignent le besoin crucial d'adopter des approches adaptatives pour gérer les ressources en eau, compte tenu de la fluctuation hydroclimatiques significative observée dans la zone. L'étude des périodes de sécheresse et la reconnaissance des tendances sur le long terme sont cruciales pour optimiser la gestion de l'eau et pour élaborer des plans d'action destinés à atténuer les conséquences du stress hydrique.

L'analyse des mécanismes de formation et de diffusion des inondations au sein du réseau hydrographique contribue à renforcer les systèmes d'alerte anticipée et les politiques de gestion des crises, dans le but d'éviter les dangers liés aux inondations. L'analyse statistique des événements extrêmes aide à déterminer avec précision les zones à risque, ce qui rend plus facile l'adaptation des standards de construction et d'aménagement en fonction.

Cette étude fournit un socle scientifique solide pour guider les décisions dans les domaines de l'urbanisme, des infrastructures et de la préservation de l'environnement, particulièrement en matière d'aménagement du territoire. Comprendre les processus de l'hydrologie et de la sédimentation au sein d'un bassin versant facilite l'anticipation des effets éventuels des infrastructures et l'élaboration de solutions plus viables et résistantes.

Nos résultats contribuent à l'évaluation des vulnérabilités au niveau régional et à la détermination des mesures prioritaires à appliquer pour s'ajuster au changement climatique. L'observation des tendances hydroclimatiques et l'examen des événements extrêmes fournissent une information essentielle pour anticiper les changements futurs et mettre en place des plans d'adaptation appropriés.

En dépit des avancées majeures, de nombreux défis et entraves demeurent, mettant en évidence l'importance de continuer les études dans ce secteur :

La collecte et l'exactitude des informations hydroclimatiques posent des défis majeurs, surtout en matière de longues séries temporelles nécessaires pour l'analyse des tendances et événements extrêmes. L'évolution des outils de mesure et l'intégration de technologies de pointe telles que la télédétection et la modélisation pourraient contribuer à dépasser ces limitations.

Il est essentiel de développer une connaissance approfondie des relations entre les processus hydrologiques, géomorphologiques et écologiques, en mettant l'accent sur l'analyse de l'impact des modifications de l'utilisation des sols et des actions humaines sur le cycle de l'eau et le mouvement des sédiments dans le bassin versant.

Il est essentiel d'intégrer les prédictions climatiques régionales aux modèles hydrologiques pour anticiper les modifications à venir des ressources en eau et les risques liés. Développer des modèles hydrologiques sur mesure pour les caractéristiques propres aux zones semi-arides, qui peuvent intégrer les projections de changement climatique, représente une direction de recherche pleine de promesses.

Pour optimiser la prédiction d'événements extrêmes comme les crues soudaines propres à cette zone, il est crucial de développer des approches innovantes qui combinent modélisation physique, analyse statistique et méthodes d'intelligence artificielle.

L'analyse des effets socio-économiques des événements hydrologiques extrêmes et l'appréciation de la vulnérabilité et de la résilience à l'échelle locale sont des domaines de recherche qui nécessitent une exploration plus poussée afin d'optimiser la gestion intégrale des risques naturels.

En somme, cette étude sur les dynamiques hydrologiques du bassin versant de l'Oued Mekerra constitue un progrès significatif dans la connaissance des processus hydrologiques dans les zones semi-arides et la gestion des risques associés. Dans un cadre de transformation planétaire marqué par une intensification de la contrainte sur les ressources en eau et par des phénomènes extrêmes, ces données sont indispensables pour garantir un progrès durable dans les zones à risque. En plus de sa contribution scientifique, cette recherche a pour objectif d'appuyer le processus de prise de décision et de renforcer la résilience territoriale face aux enjeux hydroclimatiques du XXI<sup>e</sup> siècle.

Cette étude scientifique jette les bases robustes pour de futures investigations sur les dynamiques hydrologiques dans les zones semi-arides et leur transformation sous l'impact du changement climatique, en se fondant sur les conclusions et techniques mises au point. Ils contribuent aussi à l'élaboration de stratégies de gestion plus appropriées et robustes, qui répondent aux exigences des communautés locales tout en sauvegardant les équilibres environnementaux. Cette recherche se démarque par son apport notable découlant de l'interaction entre la science et l'action, ainsi qu'entre la connaissance et la gestion.

## Référence bibliographique :

- Afra, A., Berrezel, Y. A., Abdelbaki, C., Megnounif, A., Saber, M., Benabdelkrim, M. E. A., & Kumar, N. (2025). Application of the Rainfall–Runoff–Inundation Model for Flood Risk Assessment in the Mekerra Basin, Algeria. *GeoHazards*, 6(1). <https://doi.org/10.3390/geohazards6010002>
- Anghel, C. G. (2024). Revisiting the Use of the Gumbel Distribution: A Comprehensive Statistical Analysis Regarding Modeling Extremes and Rare Events. *Mathematics*, 12(16). <https://doi.org/10.3390/math12162466>
- Arnborg, L., Walker, H. J., & Peippo, J. (1967a). Suspended Load in the Colville River, Alaska, 1962. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 49(2/4), 131. <https://doi.org/10.2307/520882>
- Arnborg, L., Walker, H. J., & Peippo, J. (1967b). Suspended Load in the Colville River, Alaska, 1962. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 49(2/4), 131. <https://doi.org/10.2307/520882>
- Asselman, N. E. M. (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, 234(3–4), 228–248. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00253-5](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00253-5)
- Atallah, M., Hazzab, A., Seddini, A., Ghenaim, A., & Korichi, K. (2016). Hydraulic flood routing in an ephemeral channel: Wadi Mekerra, Algeria. *Modeling Earth Systems and Environment*, 2(4), 1–12. <https://doi.org/10.1007/s40808-016-0237-0>
- Axelsson, V. (1967). The Laitaure Delta. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 49(1), 1–127. <https://doi.org/10.1080/04353676.1967.11879743>
- Bachi, M. (2011). *Problématique du Risque Inondation en Milieu Urbain ; Cas de l'agglomération de Sidi Bel Abbes*. Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen. Mémoire de magister.
- Bates, B., Kundzewicz, Z., Wu, S., & Palutikof, J. (2008). *Climate Change and Water-IPCC Technical Paper VI*. Climate Change and Water, a Technical Paper Published by the Intergovernmental Panel on Climate Change. [http://193.194.138.236/pdf/technical-papers/ccw/ccw\\_fr/front\\_matter\\_fr.pdf](http://193.194.138.236/pdf/technical-papers/ccw/ccw_fr/front_matter_fr.pdf)

- Bayraktar, H., Turalioglu, F. S., & Şen, Z. (2005). The estimation of average areal rainfall by percentage weighting polygon method in Southeastern Anatolia Region, Turkey. *Atmospheric Research*, 73(1–2), 149–160. <https://doi.org/10.1016/J.ATMOSRES.204.8.003>
- 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. <https://doi.org/10.7202/1016063ar>
- Brunetti, M., Caloiero, T., Coscarelli, R., Gullà, G., Nanni, T., & Simolo, C. (2012). Precipitation variability and change in the Calabria region (Italy) from a high resolution daily dataset. *International Journal of Climatology*, 32(1), 57–73. <https://doi.org/10.1002/JOC.2233>
- Brunner, M. I. (2023). Floods and droughts: a multivariate perspective. *Hydrology and Earth System Sciences*, 27(13), 2479–2497. <https://doi.org/10.5194/hess-27-2479-2023>
- Buishand, T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, 58(1–2), 11–27. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90066-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90066-X)
- Coscarelli, R., & Caloiero, T. (2012). Analysis of daily and monthly rainfall concentration in Southern Italy (Calabria region). *Journal of Hydrology*, 416, 145–156. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.11.047>
- Costa, A. C., & Soares, A. (2009). Trends in extreme precipitation indices derived from a daily rainfall database for the South of Portugal. *International Journal of Climatology*, 29(13), 1956–1975. <https://doi.org/10.1002/JOC.1834>
- Diaf, M., Hazzab, A., Yahiaoui, A., & Belkendil, A. (2020). Characterization and frequency analysis of flooding solid flow in semi-arid zone: case of Mekerra catchment in the north-west of Algeria. *Applied Water Science*, 10(2), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s13201-019-1132-4>
- Domihou Japhet, K. (2018). *Indicateurs des évènements hydroclimatiques extrêmes dans le bassin versant de l’Ouémé à l’exutoire de Bonou en Afrique de l’Ouest* [Thèse de doctorat]. L’UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER.
- Dubuisson, B., & Moisselin, J. M. (2006). Evolution des extrêmes climatiques en France à partir des séries observées. *Houille Blanche*, 6, 42–47. <https://doi.org/10.1051/lhb:2006099>

- Dupas, R., Tavenard, R., Fovet, O., Gilliet, N., Grimaldi, C., & Gascuel-Oudou, C. (2015). Identifying seasonal patterns of phosphorus storm dynamics with dynamic time warping. *Water Resources Research*, 51(11), 8868–8882. <https://doi.org/10.1002/2015WR017338>
- Duñao, R., J.Pereira, M., C.Costa, A., M.Çorte-Real, J., & Soares, A. (2009). Indices of precipitation extremes in Southern Portugal – a geostatistical approach. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9(1), 241–250. <https://doi.org/10.5194/NHESS-9-241-2009>
- El-Adlouni, S., Bobée, B., & Ouarda, T. B. M. J. (2007). *Caractérisation des distributions à queue lourde pour l'analyse des crues* (p. 82. Rapport de recherche). INRS-ETE.
- Fortesa, J., Ricci, G. F., García-Comendador, J., Gentile, F., Estrany, J., Sauquet, E., Datry, T., & De Girolamo, A. M. (2021). Analysing hydrological and sediment transport regime in two Mediterranean intermittent rivers. *Catena*, 196. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2020.104865>
- Gachon, P., St-Hilaire, A., Ouarda, T., Nguyen, V. T., Lin, C., Milton, J., Chaumont, D., Goldstein, J., Hessami, M., Nguyen, T.-D., Selya, F., Nadeau, M., Roy, P., Parishkura, D., Major, N., Choux, M., & Bourque, A. (2005). *A first evaluation of the strength and weaknesses of statistical downscaling methods for simulating extremes over various regions of eastern Canada*. June, 209.
- Gamage, S. H. P. W., Hewa, G. A., & Beecham, S. (2013). Probability distributions for explaining hydrological losses in South Australian catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(11), 4541–4553. <https://doi.org/10.5194/hess-17-4541-2013>
- García-Comendador, J., Fortesa, J., Calsamiglia, A., Calvo-Cases, A., & Estrany, J. (2017). Post-fire hydrological response and suspended sediment transport of a terraced Mediterranean catchment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42(14), 2254–2265. <https://doi.org/10.1002/ESP.4181>
- Ghenim, A. N., & Megnounif, A. (2011). *Caractérisation de la sécheresse par les indices spi et ssfi (nord-ouest de l'algérie) drought characterization by spi and ssfi index (north-west of algeria)*.
- Ghenim, A. N., & Megnounif, A. (2013). Ampleur de la sécheresse dans le bassin d'alimentation du barrage Meffrouche (Nord-Ouest de l'Algérie). *Http://Journals.Openedition.Org/Physio-Geo*, Volume 7, 35–49. <https://doi.org/10.4000/PHYSIO-GEO.3173>

- Guillou, A., & Willems, P. (2006). Application de la théorie des valeurs extrêmes en hydrologie. *Revue de Statistique Appliquée*, 54(2), 5–31.
- Hallouz, F., Meddi, M., & Mahe, G. (2013). Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'Oued Mina (nord-ouest d'Algérie). *Revue Des Sciences de l'Eau*, 26(1), 33–38. <https://doi.org/10.7202/1014917ar>
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., Karahacane, H., & Ali Rahmani, S. E. (2019). Tendances des précipitations et évolution des écoulements dans un cadre de changement climatique : bassin versant de l'oued Mina en Algérie Trend in precipitation and evolution of discharge in a climate change context: wadi Mina watershed in Algeria. *Revue Des Sciences de l'eau*, 32(2), 83. <https://doi.org/10.7202/1065202ar>
- Hamshaw, S. D., Dewoolkar, M. M., Schroth, A. W., Wemple, B. C., & Rizzo, D. M. (2018). A New Machine-Learning Approach for Classifying Hysteresis in Suspended-Sediment Discharge Relationships Using High-Frequency Monitoring Data. *Water Resources Research*, 54(6), 4040–4058. <https://doi.org/10.1029/2017WR022238>
- Hicham Ezzine, Ahmed Bouziane, Driss Ouazar, Ezzine, H., Bouziane, A., & Ouazar, D. (2014). Seasonal comparisons of meteorological and agricultural drought indices in Morocco using open short time-series data. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 26(1), 36–48. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2013.05.005>
- IPCC. (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. In *Ipcc*.
- Jenkinson, A. F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(348), 158–171. <https://doi.org/10.1002/qj.49708134804>
- Jing, T., Zeng, Y., Fang, N., Dai, W., & Shi, Z. (2025). A Review of Suspended Sediment Hysteresis. *Water Resources Research*, 61(1), e2024WR037216. <https://doi.org/10.1029/2024WR037216>
- Kablouti, N. (2014). Les modèles numériques : outils d'évaluation et de gestion prévisionnelle de ressources en eau S/T et d'aide à la prise de décision : cas de la nappe Dunaire côtière de bouteldja, extrême nord est Algérien (Digital modeling: assessment and forecasting too. *Revue LJJE*, 87–98.

- Kendall, M. G. (1975). Rank Correlation Methods. In *Charles Griffin*.
- Kouidri, S., Megnounif, A., & Ghenim, A. N. (2019). Long-term seasonal characterization of extreme drought and flooding variability and their evolution in northwest Algeria. *Meteorology Hydrology and Water Management*, 7(2), 63–71. <https://doi.org/10.26491/mhwm/106101>
- Laguionie, P. (2007). *Mesures in situ et modélisation du transport des sédiments en rivière - Application au bassin versant de la Vilaine* [These de Doctorat, Université Rennes]. <https://doi.org/10.1051/lhb:2009008>
- Li, J., Zhou, W., & Tao, C. (2024). The Impact of Urbanization on Surface Runoff and Flood Prevention Strategies: A Case Study of a Traditional Village. *Land*, 13(9), 1528. <https://doi.org/10.3390/land13091528>
- Lloyd, C. E. M., Freer, J. E., Johnes, P. J., & Collins, A. L. (2016). Technical Note: Testing an improved index for analysing storm discharge-concentration hysteresis. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(2), 625–632. <https://doi.org/10.5194/hess-20-625-2016>
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric Tests Against Trend. *Econometrica*, 13(3), 245–259.
- Mara, F. (2010). *Développement et analyse des critères de vulnérabilité des populations sahéennes face à la variabilité du climat: le cas de la ressource en eau dans la vallée de la Sirba au Burkina Faso* [These de Doctorat]. UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL DÉVELOPPEMENT.
- MAREF, N. (2019). *Démarche méthodologique d'adaptation d'un système de prévision aux risques d'inondation en Algérie, cas du bassin versant de l'Oued Mekerra (N.W Algérien)*. UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID TLEMCEN.
- Mario, H. (1993). *Modélisation de variables de précipitation par des distributions statistiques, Application à la région du Québec et du Nouveau-Brunswick* (p. 179. MÉMOIRE DE MAITRISE).
- Matthias Vanmaercke, Panos Panagos, Tom Vanwalleghem, Antonio Hayas, Saskia Foerster, Pasquale Borrelli, Mauro Rossi, Dino Torri, Javier Casali, Lorenzo Borselli, Olga Vigiak, Michael Maerker, Nigussie Haregeweyn, Sofie De Geeter, Wojciech Zgłobicki, Charles Bielders, Artemi Cerdà, Christian Conoscenti, Tomás de Figueiredo, ... Jean Poesen. (2021). Measuring, modelling and managing gully erosion at large scales: a state of the art. *Earth-Science Reviews*, 218, 1–74.

- McDonnell, J. J., Sivapalan, M., Vaché, K., Dunn, S., Grant, G., Haggerty, R., Hinz, C., Hooper, R., Kirchner, J., Roderick, M. L., Selker, J., & Weiler, M. (2007). Moving beyond heterogeneity and process complexity: A new vision for watershed hydrology. In *Water Resources Research* (Vol. 43, Issue 7). <https://doi.org/10.1029/2006WR005467>
- Mckee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993a). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology*, 179–184. <https://doi.org/citeulike-article-id:10490403>
- Mckee, T. B., Doesken, N. J., & Kleist, J. (1993b). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology*, 179–184. <https://doi.org/citeulike-article-id:10490403>
- Meddi, H., & Meddi, M. (2009). Variability of annual rainfall in the Northwest Algeria. *Sécheresse*, 20(2), 32–38.
- Meddi, H., & Meddi, M. (2012). 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. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9635-7>
- Meddi, M., & Abbas, A. S. B. E. N. (2003). *ETUDE DES CRUES DU BASSIN VERSANT DE L'OUED MEKERRA*.
- Meddi, M., Toumi, S., & Assani, A. A. (2016). Spatial and temporal variability of the rainfall erosivity factor in Northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 9(4), 1–13. <https://doi.org/10.1007/S12517-015-2303-8/METRICS>
- Medejerab, A., & Henia, L. (2011). Spatio-Temporal Variations of Climate Drought in North-West Algeria. *Courrier Du Savoir*, 11, 71–79.
- Megnounif, A., & Ghenim, A. N. (2016). *Rainfall irregularity and its impact on the sediment yield in Wadi Sebdou watershed , Algeria*. 9(4), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2280-y>
- Megnounif, A., Terfous, 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.2013.5.29>

- Michiels, P., Gabriels, D., & Hartmann, R. (1992). Using the seasonal and temporal Precipitation concentration index for characterizing the monthly rainfall distribution in Spain. *Catena*, 19, 43–58. [https://doi.org/10.1016/0341-8162\(92\)90016-5](https://doi.org/10.1016/0341-8162(92)90016-5)
- Mohamed, S. (2012). *ETUDE DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION DANS LES REGIONS SEMI ARIDES MEDITERRANEENNES: CAS DU BASSIN VERSANT DE L'OUED MEKERRA (NORD-OUEST ALGERIEN) Résumé ETUDE DU TRANSPORT SOLIDE EN SUSPENSION DANS LES REGIONS SEMI ARIDES MEDITERRANEENNES: CAS DU BASSIN VERSANT DE L'OUED MEKERRA (NORD-OUEST ALGERIEN)*. <http://watmed6.lab3e.org>
- Mokadmi, S., & Cherif, E. A. (2019). Hydrological study and suspended sediment transport in the MACTA: Mekerra watershed (NW - Algerian). *International Journal of Hydrology Science and Technology*, 9(1), 65–83. <https://doi.org/10.1504/IJHST.2019.096800>; JOURNAL: JOURNAL: IJHST; WGROUP: STRING: PUBLICATION
- Morbideilli, R., Saltalippi, C., Flammini, A., & Govindaraju, R. S. (2018). Role of slope on infiltration: A review. *Journal of Hydrology*, 557, 878–886. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.01.019>
- Morgan, R. P. C. (Royston P. C. (1995). *Soil erosion and conservation* (2nd ed.). Longman.
- Mu, X., Zhang, X. Q., Peng, G., & Wang, F. (2010). Theory of double mass curves and its applications in hydrology and meteorology. *Journal of China Hydrology*, 30, 47–51.
- Nouaceur, Z., & Laignel, B. (2014). Changements climatiques et inondations urbaines au Maghreb central Maroc, Algérie, Tunisie (Climate change and urban flooding in Central Maghreb Morocco, Algeria, Tunisia). *Colloque International Eau-Climat'2014*, 5.
- OMM. (2016). *Manuel des indicateurs et indices de sécheresse*. [www.gwp.org](http://www.gwp.org)
- ONU, & GAR. (2011). *Réduction du risque de catastrophe : Bilan mondial 2011* (p. 28). Green Ink. [http://www.preventionweb.net/english/hyogo/gar/2015/en/gar-pdf/GAR2015\\_FR.pdf](http://www.preventionweb.net/english/hyogo/gar/2015/en/gar-pdf/GAR2015_FR.pdf)
- Ouarda, T. B. M. J., St-Hilaire, A., & Bobée, B. (2012). Synthèse des développements récents en analyse régionale des extrêmes hydrologiques A review of recent developments in regional frequency analysis of hydrological extremes. *Revue Des Sciences de l'eau*, 21(2), 219. <https://doi.org/10.7202/018467ar>

- Oudin, L., Andréassian, V., Perrin, C., Michel, C., & Le Moine, N. (2008). Spatial proximity, physical similarity, regression and ungaged catchments: A comparison of regionalization approaches based on 913 French catchments. *Water Resources Research*, 44(3). <https://doi.org/10.1029/2007WR006240>
- Paustian, S. J., & Beschta, R. L. (1979). THE SUSPENDED SEDIMENT REGIME OF AN OREGON COAST RANGE STREAM. *Journal of the American Water Resources Association*, 15(1), 144–154. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1979.tb00295.x>
- Pettitt, A. N. (1979). A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Applied Statistics*, 28(2), 126. <https://doi.org/10.2307/2346729>
- Poesen, J. (2018). Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43(1), 64–84. <https://doi.org/10.1002/esp.4250>
- Prein, A. F., Langhans, W., Fosser, G., Ferrone, A., Ban, N., Goergen, K., Keller, M., Tölle, M., Gutjahr, O., Feser, F., Brisson, E., Kollet, S., Schmidli, J., van Lipzig, N. P. M., & Leung, R. (2015). A review on regional convection-permitting climate modeling: Demonstrations, prospects, and challenges. *Reviews of Geophysics*, 53(2), 323–361. <https://doi.org/10.1002/2014RG000475>
- Quante, M. (2004). The role of clouds in the climate system. *Journal De Physique. IV : JP*, 121, 61–86. <https://doi.org/10.1051/jp4:2004121003>
- Roche, P. A. (Pierre-A., Miquel, Jacques., & Gaume, Eric. (2012). *Hydrologie quantitative : Processus, modèles et aide à la décision*. Springer. [https://books.google.fr/books?id=aMAMzJjQ\\_nYC&pg=PA245&lpg=PA245&dq=modèle+est+dit+robuste&source=bl&ots=nJyO8BBzDb&sig=JH0deBxrBsHvZWEa-3U47ljTQM&hl=fr&sa=X&ved=0ahUKEwiKjvKLT8HaAhXKlSwKHbZ-AEcQ6AEIVjAK#v=onepage&q=modèle est dit robuste](https://books.google.fr/books?id=aMAMzJjQ_nYC&pg=PA245&lpg=PA245&dq=modèle+est+dit+robuste&source=bl&ots=nJyO8BBzDb&sig=JH0deBxrBsHvZWEa-3U47ljTQM&hl=fr&sa=X&ved=0ahUKEwiKjvKLT8HaAhXKlSwKHbZ-AEcQ6AEIVjAK#v=onepage&q=modèle est dit robuste)
- Rose, L. A., Karwan, D. L., & Godsey, S. E. (2018). Concentration–discharge relationships describe solute and sediment mobilization, reaction, and transport at event and longer timescales. *Hydrological Processes*, 32(18), 2829–2844. <https://doi.org/10.1002/hyp.13235>
- Schmidli, J., & Frei, C. (2005). Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 25, 753–771. <https://doi.org/10.1002/joc.1179>

- Searcy, J. K., & Hardison, C. H. (1960). Double-mass curves, Manual of hydrology: Part I, General surface water techniques. In *U.S. Geological Survey*.
- Slimani, H. (1998). *Effet du pâturage sur la végétation et le sol et désertification. Cas de la steppe à alfa de Rogassa des Hautes Plaines Occidentales algériennes* [Mémoire de magistère]. USTBH, Alger.
- Taibi, S., Meddi, M., & Mahé, G. (2015). Evolution des pluies extrêmes dans le bassin du Chélif (Algérie) au cours des 40 dernières années 1971-2010. *IAHS-AISH Proceedings and Reports*, 369(2011), 175–180. <https://doi.org/10.5194/piahs-369-175-2015>
- Tardy, Y., & Probst, J.-L. (1992). *Sécheresse et crises climatiques*. <https://www.researchgate.net/publication/282167877>
- Trenberth, K. E., Jones, P. D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J. A., Rusticucci, M., Soden, B., Zhai, P., Hoskins, B. J., Karl, T. R., Jones, P., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., ... Zhai, P. (2007). *Observations: Surface and Atmospheric Climate Change Coordinating Lead Authors: Lead Authors: Review Editors: This chapter should be cited as*.
- Vongvixay, A. (2012a). *Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants. Cas d'un bassin versant agricole en région d'élevage (Le Moulinet, Basse-Normandie, France)*. INSA de Rennes.
- Vongvixay, A. (2012b). *Mesure et analyse de la dynamique temporelle des flux solides dans les petits bassins versants. Cas d'un bassin versant agricole en région d'élevage (Le Moulinet, Basse-Normandie, France)* [These de Doctorat, INSA de Rennes]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00688884/>
- Wainwright, J., Parsons, A. J., Müller, E. N., Brazier, R. E., Powell, D. M., & Fenti, B. (2008). A transport-distance approach to scaling erosion rates 1 813 A transport-distance approach to scaling erosion rates: 1. Background and model development. *Earth Surf. Process. Landforms*, 33, 813–826. <https://doi.org/10.1002/esp>
- Williams, G. P. (1989a). Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111(1–4), 89–106. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90254-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90254-0)

- Williams, G. P. (1989b). Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. *Journal of Hydrology*, 111(1–4), 89–106. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90254-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90254-0)
- Wmo. (2012). *Standardized Precipitation Index User Guide* (Issue 1090). [http://www.wamis.org/agm/pubs/SPI/WMO\\_1090\\_EN.pdf](http://www.wamis.org/agm/pubs/SPI/WMO_1090_EN.pdf)
- WMO. (2019). *WMO Provisional statement on the State of the Global Climate in 2018* (p. 44). Chairperson. <https://doi.org/10.1029/2018GL079362>
- WOOD, P. A. (1977a). Controls of variation in suspended sediment concentration in the River Rother, West Sussex, England. *Sedimentology*, 24(3), 437–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00131.x>
- WOOD, P. A. (1977b). Controls of variation in suspended sediment concentration in the River Rother, West Sussex, England. *Sedimentology*, 24(3), 437–445. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1977.tb00131.x>
- Yahiaoui, A. (2012a). *Inondations Torrentielles Cartographie des Zones Vulnérables en Algérie du Nord (Cas de l'oued Mekerra, Wilaya de Sidi Bel Abbès)*. Ecole Nationale Polytechnique.These de doctorat.
- Yahiaoui, A. (2012b). *Inondations Torrentielles Cartographie des Zones Vulnérables en Algérie du Nord Cas de l'oued Mekerra, Wilaya de Sidi Bel Abbès (Torrential Floods Mapping of Vulnerable Zones in Northern Algeria Case of Wadi Mekerra, Sidi Bel Abbas Wilaya)*. *PhD thesis, La* [Thèse de doctorat]. Ecole Nationale Polytechnique (Algérie).
- Yang, H., Du, Y., Chen, Z., & Fang, J. (2024). Could Developing Frontal Rainfall Influence Warm-Sector Rainfall? *Geophysical Research Letters*, 51(15). <https://doi.org/10.1029/2024GL110430>
- Yang, Z., Wang, J., Qian, Y., Chakraborty, T. C., Xue, P., Pringle, W. J., Huang, C., Kayastha, M. B., Huang, H., Li, J., & Hetland, R. (2024). Summer Convective Precipitation Changes Over the Great Lakes Region Under a Warming Scenario. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 129(14). <https://doi.org/10.1029/2024JD041011>
- Zeroual, A., Assani, A. A., Meddi, M., & Alkama, R. (2019). Assessment of climate change in Algeria from 1951 to 2098 using the Köppen–Geiger climate classification scheme. *Climate Dynamics*, 52(1–2), 227–243. <https://doi.org/10.1007/S00382-018-4128-0/METRICS>

Zhang, X., Feng, Y., & Chan, R. (2018). *Introduction to RClimDex v1 . 9*. 1–26.

Zhao, K., Bai, Z. G., Bo, A., & Chi, I. (2016). A systematic review and meta-analysis of music therapy for the older adults with depression. *International Journal of Geriatric Psychiatry*, *31*(11), 1188–1198. <https://doi.org/10.1002/GPS.4494>,

Zuecco, G., Penna, D., Borga, M., & van Meerveld, H. J. (2016). A versatile index to characterize hysteresis between hydrological variables at the runoff event timescale. *Hydrological Processes*, *30*(9), 1449–1466. <https://doi.org/10.1002/HYP.10681>