

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**

جامعة أبي بكر بلقايد - تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen –

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

Département : Sciences de la Terre et de l'Univers



**THESE**

Présentée pour l'obtention du **grade de DOCTORAT 3<sup>ème</sup> Cycle**

**En : Géologie**

**Spécialité : Hydrogéologie**

**Par : KHELOUFI ATTOU Ahmed**

**Sujet**

**Analyses des extrêmes pluviométriques et leurs évolutions en Algérie**

Soutenue publiquement, le 09/10/2025, devant le jury composé de :

ADACI Mohamed	Professeur	Univ. Tlemcen	Président
BABA HAMED Kamila	Professeur	Univ. Tlemcen	Directeur de thèse
BOUANANI Abderrazak	Professeur	Univ. Tlemcen	Co- Directeur de thèse
MEBROUK Naima	Professeur	Univ. Oran	Examinatrice
OTMANE Abdelkader	MCA	Univ. Tiaret	Examinateur
GUETTAIA Sabrine	MCA	Univ. Tlemcen	Examinatrice

NB : les membres du jury doivent être classés conformément au P.V d'autorisation de soutenance

## Résumé

Les preuves sont désormais irréfutables : le changement climatique et les événements extrêmes ne sont pas de simples hypothèses, mais des réalités tangibles. Ce changement provoque généralement une altération de régime de précipitations, qui a pour effet de modifier la répartition spatio-temporelle des précipitations, prolongement des périodes de sécheresses et amplification de l'intensité de précipitations. Les épisodes de précipitations extrêmes sont devenus plus fréquents dans le bassin méditerranéen et particulièrement en Algérie. Le présent travail a pour objective d'analyser les extrêmes pluviométriques en Algérie en montrant leur répartition spatio-temporelle, les tendances et les fréquences de récurrences. L'Algérie s'étend sur cinq unités hydrogéologiques, a reçu des précipitations interannuelles comprise entre 221mm et 994mm au nord et entre 3mm et 221mm au sud, et cela sur une période de 41ans (1982-2022). Durant cette étude, l'homogénéisation des observations pluviométriques, la correction des données satellitaire, des tests paramétriques et non-paramétriques, la théorie des valeurs extrêmes (EVT), l'approche de maxima et minima par blocs (BM), l'approche dépassement un seuil (POT), les indices de sécheresses, sont adoptés.

Le résultat d'homogénéisation montre que trois stations portent des ruptures significatives durant la décennie 2000-2010. La méthode de Coefficients Multiplicatifs et la méthode de Cartographie de Quantile, sont appropriées pour corriger les données satellitaire (CHIRPS).

L'Analyse de répartition spatiale des extrêmes pluviométriques en utilisant les indices de l'intensité et de durée, montre une intensification des événements extrêmes dans plusieurs régions, notamment dans le Nord-Est et le Centre du pays.

L'analyse de tendances en utilisant le test de Mann-Kendall et Mann-Kendall régional, a révélé des tendances significatives au seuil  $\alpha = 5\%$  dans plusieurs indices, en particulier ceux liés à l'intensité ( $R \times 1\text{day}$ ,  $R \times 5\text{day}$ ), à la fréquence ( $R10\text{mm}$ ,  $R20\text{mm}$ ), et à l'occurrence d'épisodes extrêmes ( $R95\text{p}$ ,  $R99\text{p}$ ). L'étude de l'évolution des extrêmes pluviométriques en Algérie amène à modéliser les valeurs extrêmes ( $\geq 20\text{mm}$ ) par le modèle GEV et à modéliser la fluctuation des événements humides et secs par le modèle GEV et Pareto généralisée en utilisant l'indice SPI et EDI de sécheresses. Des tests statistiques ont été adoptée pour valider les modèles.

Les résultats de modélisation des précipitations extrêmes (précipitations quotidiennes  $\geq 20\text{ mm}$ ) montrent un bon ajustement dans la majorité des stations selon les tests de Kolmogorov-Smirnov et du khi carré, et les paramètres de forme indiquent une dominance de la distribution de Fréchet, traduisant un risque élevé d'occurrence de valeurs extrêmes. Les régions du Centre-Est, apparaissent comme les plus vulnérables, avec des valeurs projetées dépassant 100 mm pour les événements centennaux.

Les résultats de modélisations des événements humides et secs montrent que la sécheresse modérée est très fréquente, associée à une période de retour de 2 ans, couvrant toute la zone d'étude. De même, des conditions modérément humides sont très fréquents, associée à une période de retour de 2 ans. La modélisation montre que la gravité des événements de sécheresse est directement proportionnelle à l'augmentation des années de retour.

L'étude de corrélation entre les précipitations extrêmes et la circulation régionale de l'atmosphères en utilisant l'indice de l'intensité et de la durée sur l'Oranie-Chott-Chergui, Chelif-Zahrez, Algerois-Hodna-Soummam, Constantinois-Seybouse-Mellegue, montre que les mois d'hiver se distinguent par une forte corrélation avec NAO+, NAO-, MOI+ et MOI-, en particulier en février. De plus, une forte corrélation a été observée pendant les mois de novembre et octobre. Par conséquent, le nord de l'Algérie est influencé par les fluctuations de la pression atmosphérique dans la mer Méditerranée et l'océan Atlantique Nord au cours des mois.

**Mots clés :** Algérie, précipitations extrêmes, sécheresse, tendance, GEV, Pareto, SPI, NOA.

## Abstract

The preponderance of evidence indicates that climate change and extreme events are not merely hypotheses but rather tangible realities. Climate change has been shown to induce alterations in precipitation patterns, which, in turn, result in modifications to the spatio-temporal distribution of precipitation. This phenomenon has been observed to contribute to the prolongation of periods of drought and the amplification of precipitation intensity. Extreme precipitation events have become increasingly prevalent in the Mediterranean basin, particularly in Algeria. The objective of this study is to examine extremes by evaluating their spatiotemporal distribution, trends, and recurrence frequencies. Algeria extends over five hydrogeological units. The interannual precipitation patterns is pronounced, with northern regions experiencing precipitation levels ranging from 221mm to 994mm, while southern regions receive 3mm to 221mm of rainfall over a 41-year period (1982-2022). During this study, the homogeneity data of rainfall stations, the correcting of daily satellite precipitation, the parametric and non-parametric tests, the draught indices, the extreme value theory, were adopted.

the homogeneity indicates the presence of three stations with significant breaks in the 2000-2010 decade. The Multiplicative Coefficients and Quantile Mapping methods are appropriate to correct the CHIRPS data.

The spatial distribution analysis of rainfall extremes shows an intensification of extreme events in several regions, particularly in the Northeast and the Centre of the country. Trend analysis using the Mann-Kendall and regional Mann-Kendall tests revealed significant trends in several indices, particularly those related to intensity ( $R \times 1\text{day}$ ,  $R \times 5\text{day}$ ), frequency ( $R10\text{mm}$ ,  $R20\text{mm}$ ) and those related to the occurrence of extreme episodes ( $R95\text{p}$ ,  $R99\text{p}$ ). The study of the evolution of rainfall extremes in Algeria leads to modelling the extreme values ( $\geq 20\text{mm}$ ) by the GEV model and to modelling the fluctuation of wet events and dry events by the GEV and Pareto model using the SPI and EDI drought indices. Statistical tests were adopted to validate the models.

The result of modelling the extreme values ( $\geq 20\text{mm}$ ), show a Goodness-of-fit tests for generalized extreme values GEV in the majority of stations according to the Kolmogorov–Smirnov and to chi-square test. The shape parameters indicate a dominance of the Fréchet distribution, reflecting a high risk of occurrence of extreme values. The Central-East regions appear to be the most vulnerable. The result of modelling the wet events end the dry events, show that the moderately dry events associate to 2-years return period, are more frequently. The same thing for wet events. The GEV and Pareto model, show that the moderately wet events associate to 2-years return period, also are more frequently in Algeria. The result show that The severity of drought events is directly proportional to the increase in return years.

It is noteworthy that both NAO and MOI contribute to the occurrence of heavy rainfall in northern Algeria, as demonstrated by the correlation obtained. The winter months exhibited a strong correlation with NAO+, NAO-, MOI+, and MOI-, particularly in February. Additionally, a strong correlation was observed during the months of November and October. Consequently, northern Algeria is influenced by air pressure fluctuations in the Mediterranean Sea and North Atlantic Ocean during the months.

**Keyword:** Algeria, extreme rainfall, draught, trend, GEV, Pareto, SPI, NOA.

## الملخص

الأحداث المناخية المتطرفة ليس مجرد فرضية بل أصبحت واقعا لا شك فيه، ينجر على التغير المناخي في معظم الأحوال التغير في كمية هطول الأمطار، وكذلك في التوزيع الزمني والمكاني للتساقط، فهو يعدل نمط التساقط بحيث ينتج عليه الزيادة في شدة الأمطار على المعدلة الطبيعي وكذا زيادة الأيام الجافة، الجزائر كباقي دول الحوض الابيض المتوسط تتعرض في السنوات الاخيرة الى موجة من الأمطار المتطرفة. سجلت الجزائر خلال الـ 41 سنة الفراطية (1982-2022) معدل سنوي للأمطار يتراوح بين 221مم الى 994مم في المناطق الشمالية وبين 3مم الى 221مم في المناطق الجنوبية من الجزائر. الغرض من هذه البحث هو دراسة الأمطار المتطرفة في الجزائر من خلال دراسة التوزيع المكاني والزمني للقيم المتطرفة لمعرفة الأماكن الأكثر عرضة لهذه الأحداث، دراسة الاتجاهات لمعرفة تطورها بمرور الوقت، نمذجة القيم المتطرفة ونمذجة الأحداث الرطبة والأحداث الجافة. في هذه الدراسة تم الاعتماد على البيانات المطرية اليومية للمحطات وايضا على البيانات الاقمار الصناعية. من اجل انجاز هذه الدراسة تم اعتماد على المفهوم الاحصائي والمتمثل في التأكد من تجانس البيانات، تصحيح بيانات الاقمار الصناعية بواسطة البيانات المتجانسة، تطبيق نظرية القيم القصوى، حساب مؤشرات الجفاف. اظهرت نتائج التجانس على وجود ثلاثة محطات مطرية ذات بيانات غير متجانسة، حيث تميزت بانقطاع في الوسيط الحسابي خلال الفترة 2000-2010. تصحيح البيانات الاقمار الصناعية كشف على ان طريقة معاملات الضرب وكذا طريقة الخرائط الكمية مناسبة للتصحيح بيانات CHIRPS.

نتائج التحليل الزمني والمكاني للأمطار المتطرفة باستعمال مؤشرات الشدة ومؤشرا المدة، أظهر زيادة في شدة الأمطار المتطرفة في العديد من المناطق، خاصة المنطقة الشمالية الشرقية من الجزائر فهي عرضة للأحداث المتطرفة. كشف اختبار مان كندل ومان كندل الإقليمي على اتجاهات ذات دلالة إحصائية قوية عند مستوى الدلالة 5%. وخاصة مؤشرات الشدة ( $R \times 1 \text{day}$ ,  $R \times 5 \text{day}$ ) ومؤشرات التكرار ( $R10\text{mm}$ ,  $R20\text{mm}$ ) وكذلك لمؤشرات ( $R95p$ ,  $R99p$ ).

دراسة تطور الأمطار المتطرفة في الجزائر أوجب علينا نمذجة القيم  $\leq 20\text{mm}$  بواسطة نموذج القيم القصوى المعمم ونمذجة الفترات الرطبة والفترات الجافة باستعمال مؤشرات الجفاف SPI و EDI ونموذج باريتوا المعمم ونموذج القيم القصوى المعمم، تم التأكد من صحة النماذج المقترحة بواسطة الأساليب الإحصائية المعتمدة.

كشفت نمذجة القيم  $\leq 20\text{mm}$  على انها تتناسب مع نموذج GEV على مستوى منطقة الدراسة، كم كشفت على ان معاملات الشكل السالبة تستحوذ على جل النقاط المدروسة مما يجعل التوزيع يتبع توزيع فريشي، وهذا ما يدل على زيادة تكرار الأمطار المتطرفة وما يقابلها من خطر كبير وخاصة في المناطق الشمالية الوسطى والشرقية التي ظهرت أكثر عرضة مع قيم تتعدى 100مم مصاحبة لفترات عودة ذات 100 عام.

أظهرت نتائج نمذجة الأحداث الرطبة للغاية والأحداث الجافة للغاية بواسطة مؤشرات الجفاف ونموذج GEV و Pareto على ان الجفاف المعتدل المتعلق بفترات العودة المقدره بسنتين هو الأكثر انتشارا، وكذلك الأحداث الرطبة المعتدلة المتعلقة بفترات العودة المقدره أيضا بعامين على مستوى المنطقة المدروسة، تم ملاحظة أيضا أن الأحداث الجافة تتزايد حدثها مع زيادة فترات العودة.

كشفت نتائج دراسة التأثير لحركة الغلاف الجوي على الأمطار المتطرفة في الجزائر من خلال مؤشرات  $Rx1\text{day}$ ,  $Rx5\text{day}$ , CDD و CWD على ان هناك ارتباط قوي خلال أشهر الشتاء مع كل من  $NOA+$ ,  $NAO-$ ,  $MOI+$  و  $MOI-$  وخاصة خلال شهر فبراير، أظهرت النتائج أيضا على وجود ارتباط قوي خلال شهر نوفمبر وأكتوبر. وهذا ما يدل على ان الحركة الإقليمية للضغط الجوي تساهم في تفاقم الأحداث المتطرفة في الجزائر خلال الأشهر المذكورة.

**الكلمات المفتاحية:** الجزائر، الأمطار المتطرفة، الجفاف، الاتجاهات، GEV, Pareto, SPI, NAO.

# *Dédicaces*

*À la mémoire de ma chère mère,  
À qui a quitté ce monde, mais jamais mon cœur.  
Ton amour, tes prières et tes sacrifices continuent de  
m'accompagner à chaque pas.  
Qu'Allah t'accorde Sa miséricorde et t'ouvre les portes du  
paradis.*

*À mon père bien-aimé, pour sa patience, son soutien  
indéfectible et sa foi en moi,  
je te dédie humblement ce travail, fruit de tant d'années de  
persévérance.*

*À ma chère épouse,  
pour son amour, sa compréhension et sa présence constante,  
merci d'avoir partagé les défis et les sacrifices de ce long  
parcours.*

*À mes enfants,  
source de motivation et de joie,  
je vous dédie cette réussite avec tout mon amour.*

*À tous mes enseignants, amis et collègues,  
Enfin, à tous ceux qui m'ont aidé à réaliser cet ouvrage.*

# Remerciements

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

*Je tiens à exprimer ma profonde gratitude à madame **BABA-HAMED Kamila**, qui a dirigé cette thèse avec compétence, rigueur et bienveillance. Ses conseils et ses orientations éclairées et pour m'avoir proposé ce sujet captivant et d'une grande actualité.*

*Je tiens à exprimer mes plus sincères remerciements aussi à Monsieur **BOUANANI Abderrazak**, d'avoir accepté de codiriger ce travail et de m'avoir efficacement guidé. Je lui témoigne ma plus sincère gratitude.*

*Je souhaite aussi adresser mes remerciements à Monsieur **ADACI Mohamed**, d'avoir accepté de présider le Jury, Je lui exprime toute ma reconnaissance*

*Je remercie sincèrement les membres du jury, ayant accepté d'examiner ce manuscrit, Madame **MEBROUK Naima** de l'université d'Oran, Madame **GUETTAIA Sabine** de l'université de Tlemcen, et Monsieur **OTMANE Abdelkader** de l'université de Tiaret.*

*Je tiens à exprimer ma profonde reconnaissance à tous les services dont le soutien a été déterminant pour la réalisation de cette recherche : l'Office National de la Météorologie (ONM) d'Oran, la Direction régionale des Ressources en Eau (ANRH) d'Oran et l'Agence Nationale des barrages et transferts (ANBT) d'Alger*

*Mes remerciements vont également à mes collègues du laboratoire « Promotion des Ressources Hydriques, Minières et Pédologiques. Législation de l'Environnement et Choix Technologique de l'université de Tlemcen ».*

*Je souhaite exprimer ma reconnaissance à mes collègues, pour l'ambiance chaleureuse, l'entraide et le soutien moral dont ils ont fait preuve durant mes recherches.*

## Table de Matières

<b>Résumé</b> .....	I
<b>Dédicaces</b> .....	IV
<b>Remerciements</b> .....	V
<b>Liste des acronymes</b> .....	IX
<b>Liste des figures</b> .....	X
<b>Liste des tableaux</b> .....	XIV
<b>Chapitre I</b> .....	<b>1</b>
I. Introduction .....	2
1.1.Problématiques.....	5
1.2.Objectifs de la thèse .....	6
1.3.Plan du manuscrit.....	7
II. L'état de l'art.....	8
2.1. Définitions clés et concepts théoriques .....	8
2.2. Travaux antérieurs sur la thématique .....	10
2.3. Limites des études précédentes .....	14
<b>Chapitre II</b> .....	<b>16</b>
I. Introduction .....	17
II. Description de site d'étude.....	17
2.1. Caractéristiques générales du régime pluviométrique de l'Algérie .....	17
2.2. Contexte de la variabilité pluviométrique régionale .....	17
2.3. Analyse des précipitations en Algérie .....	23
III. Hydrologie et hydrogéologie .....	33
3.1. Contexte Hydrologique de l'Algérie .....	33
3.2. Contexte hydrogéologique de l'Algérie .....	36
IV. Données pluviométriques disponibles.....	44
V. Méthodes utilisées .....	48
5.1. Cadre théorique de l'homogénéisation d'observations .....	48
5.2. Approches d'analyse des extrêmes pluviométriques.....	51
5.3. Théorie des valeurs extrêmes .....	57
5.3.1. Méthode de minima et de maxima par blocs (MB).....	59
5.3.2. Méthode à dépassement de seuil (POT) .....	61
5.4. Indices de sécheresse.....	62
5.5. Analyse de tendance.....	64
VI. Outils informatiques utilisés.....	66
<b>Chapitre III</b> .....	<b>68</b>

I. Introduction .....	69
1.2. Objectifs de l'homogénéisation des séries pluviométriques .....	70
III. Méthodologie d'homogénéisation .....	70
3.1. Description des données utilisées.....	71
3.2. Étapes de l'homogénéisation.....	75
3.3. Correction des données satellitaires .....	81
IV. Analyse des observations pluviométriques .....	86
4.1. Homogénéisation des séries pluviométriques .....	86
4.2. Correction les données CHIRPS .....	102
V. Conclusion .....	104
<b>Chapitre IV .....</b>	<b>106</b>
I. Introduction .....	107
II. Analyse des extrêmes pluviométriques.....	107
2.1. Analyse des extrêmes pluviométriques à partir des données CHIRPS .....	107
2.2. Analyse des extrêmes pluviométriques à partir des données homogénéisées et corrigées .....	111
III. Modélisation des extrêmes pluviométriques .....	134
3.1. Analyse spatiale des paramètres du modèle .....	134
3.2. Validation spatiale du model GEV.....	135
3.3. Analyse de l'incertitude et la sensibilité du modèle.....	136
3.4. Analyse des fréquences de récurrences .....	139
IV. Conclusion.....	141
<b>Chapitre V.....</b>	<b>143</b>
I. Introduction .....	144
II. Analyse de la fluctuation des périodes humides et sèches.....	145
2.1. Corrélation spatiale entre SPI et EDI .....	147
III. Modélisation des conditions humides et sèches .....	149
3.1. Modélisation des périodes humides .....	150
3.2. Modélisation des périodes Sèches.....	161
3.2.3. Analyse de l'incertitude et de la sensibilité du modèle .....	164
IV. Circulation atmosphérique régionale et les extrêmes pluviométrique .....	169
4.1. Relation entre NAO et les extrêmes pluviométriques .....	170
4.2. Effet de la phase positive (MOI <sup>+</sup> ) sur les extrêmes pluviométriques.....	174
4.3. Effet de la phase négative (MOI <sup>-</sup> ) sur les extrêmes pluviométriques.....	177
V. Conclusion .....	179

<b>Conclusion Générale.....</b>	<b>182</b>
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>188</b>
<b>Annexes .....</b>	<b>206</b>

## Liste des acronymes

**ANRH** : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

**ONM** : Office National de la Météorologie

**ANBT** : Agence Nationale des Barrages et transferts

**CHIRPS**: Climate Hazards Group InfraRed-Precipitation with Station

**GIEC** : Groupe d'expert intergouvernemental du climat

**CMIP** : Coupled Model Intercomparison Project

**Pjmax**: Précipitations journalières maximales annuelles

**GEV** : Distribution des valeurs extrême généralisées

**GLO** : Distribution logistique généralisée

**PMP** : Précipitations maximale probable

**NAO** : Oscillation de nord atlantique

**ZCIT** : Zone de convergence intertropicale

**ENSO** : Oscillation Australe

**SRTM** : Shuttle Radar Topography Mission

**IAH** : Association Internationale des Hydrogéologues

**BGS** : British Geological Survey

**TRMM** : Tropical Rainfall Measuring Mission

**GPM** : Global Precipitation Measurement

**ETCCDI** : Expert Team on Climate Change Detection and Indices

**EVT**: Théorie des valeurs extrêmes

**INTENSE** : International Precipitation working group on Sub-Daily Extremes

**GSDR** : Global Sub-Daily Rainfall

**MB** : Maximas ou Minimas par blocs

**GPD** : Pareto généralisée

**POT** : Dépassement d'un seuil

**CCI** : Climate Change Initiative

**OMM** : Organisation Météorologique Mondiale

## Liste des figures

### Chapitre I

Figure I.1. Événements pluvieux extrêmes au cours des dernières années en Algérie .....	4
Figure I.2. Impacte des précipitations extrêmes sur le contexte socio-économique et cultural.	6
Figure I.3. Méthode classique pour analyser les séries temporelles .....	9
Figure I.4. Deux aspects de précipitations extrêmes .....	10
Figure I.5. Tendances des précipitations maximales annuelles (Rx1jour) à travers le monde (7293 stations sur la période 1950-2018).. .....	11
Figure I.6. Tendance de précipitations journalières maximales annuelles sur l’Afrique. ....	12
Figure I.7. Changement dans le régime de température et de précipitations au cours du 21e siècle selon les scénarios CMIP5 et CMIP6.....	13

### Chapitre II

Figure II.1. Illustration de la fluctuation du phénomène NAO .....	18
Figure II.2. Migration de la masse d’air vers le nord et la répartition de la densité de perturbation soudano-saharienne .....	19
Figure II.3. Impacte de migration de dépressions sur le régime de précipitations.....	21
Figure II.4. Anomalies des températures dans la région méditerranéenne.....	22
Figure II.5. Anomalies des précipitations annuelles dans la région méditerranéenne.....	23
Figure II.6. Corrélation entre les précipitations annuelles et l'altitude.....	24
Figure II.7. Fluctuation de précipitations durant de la période 1950-2022.....	25
Figure II.8. Répartition spatiale de précipitations interannuelles en Algérie durant la période 1981-2022.....	27
Figure II.9. Répartition spatiale de précipitations décennales en Algérie durant de la période 1981-2022.....	28
Figure II.10. Répartition spatiale de précipitations mensuelles en Algérie durant de la période 1981-2022.....	30
Figure II.11. Répartition spatiale de précipitations saisonnière en Algérie durant de la période 1981-2022.....	32
Figure II.12. Contexte géographique et hydrologique de l’Algérie .....	33
Figure II.13. Distribution des bassins versant sur les unités hydrologiques .....	34
Figure II.14. Répartition spatiale des barrages sur la territoire Algérienne .....	35
Figure II.15. Contexte géologique et hydrogéologique générale de l’Algérie.....	37

Figure II.16. Contexte hydrogéologique de l'Algérie .....	39
Figure II.17. Contexte hydrogéologique de Oranie-Chott Chergui .....	40
Figure II.18. Contexte hydrogéologique de Chélif-Zahrez.....	41
Figure II.19. Contexte hydrogéologique de Algérois-Hodna-Soummam .....	42
Figure II.20. Contexte hydrogéologique de Constantinois-Seybousse-Mellegue.....	43
Figure II.21. Contexte hydrogéologique de Sahara.....	44
Figure II.22. Réseau de stations climatiques.....	45
Figure II.23. Analyse d'ajustement d'un modèle probabiliste aux données de précipitations...53	
Figure II.24. Distribution de variables aléatoires .....	58
Figure II.25. Lois de distribution des valeurs extrêmes .....	59
Figure II.26. Méthode de maxima (minima) par blocs .....	60
Figure II.27. Méthode à dépassement de seuil .....	61
Figure II.28. Outils informatiques utilisés pour réaliser les différentes étapes d'analyse.....	67

### **Chapitre III**

Figure III.1. Répartition spatiale des stations pluviométriques.....	72
Figure III.2. Démonstration des lacunes durant la période 1982-2022.....	74
Figure III.3. Organigramme des étapes d'homogénéisation d'observations pluviométriques. 76	
Figure III.4. Organigramme de la méthode absolue pour d'homogénéisation d'observations pluviométriques.....	78
Figure III.5. Organigramme de la méthode relative pour d'homogénéisation d'observations pluviométriques.....	79
Figure III.6. Intégration de données satellitaires pour améliorer les données pluviométriques .....	82
Figure III.7. Démonstration de la correction du biais par l'approche de régression linéaire ...	83
Figure III.8. Démonstration de la correction du biais par l'approche cartographie quantile ...	85
Figure III.9. Illustration du graphique P-P (la normalité de distribution) .....	89
Figure III.10. Transformation de la distribution dissymétrique à asymétrique.....	91
Figure III.11. Classification des séries homogènes en pourcentage. ....	95
Figure III.12. Corrélogramme des stations en fonction de distance.....	96
Figure III.13. Détection d'un décalage de la moyenne .....	97
Figure III.14. Correction les ruptures significatives .....	99

Figure III.15. Comparaison entre les données homogènes et hétérogènes en utilisant les moyennes mensuelles et annuelles de précipitations. ....	101
Figure III.16. Correction les données satellitaires par des données in situ .....	103

## Chapitre IV

Figure IV.1. Répartition spatiales des indices des extrêmes pluviométriques en Algérie (1982-2022).....	109
Figure IV.2. Répartition spatiales des indices des extrêmes pluviométriques en Algérie (1982-2022).....	111
Figure IV.3. Tendance significative de l'indice CWD.....	113
Figure IV.4. Tendance significative de l'indice CDD.....	114
Figure IV.5. Tendance significative de l'indice R95p .....	115
Figure IV.6. Tendance significative de l'indice R99p .....	116
Figure IV.7. Quantification de tendance au file de temps 1982-2022. ....	118
Figure IV.8. Tendance régionale de l'indice Rx1day .....	120
Figure IV.9. Tendance régionale de l'indice Rx5day .....	121
Figure IV.10. Tendance régionale de l'indice R10mm .....	123
Figure IV.11. Tendance régionale de l'indice R20mm .....	124
Figure IV.12. Tendance régionale de l'indice R95p .....	125
Figure IV.13. Tendance régionale de l'indice R99p .....	126
Figure IV.14. Tendance régionale de l'indice PRCPTOT .....	128
Figure IV.15. Tendance régionale de l'indice SDII .....	129
Figure IV.16. Tendance régionale de l'indice CWD .....	130
Figure IV.17. Tendance régionale de l'indice CDD .....	131
Figure IV.18. Tendance mobile de précipitations R20mm 1982-2022.....	133
Figure IV.19. Distribution spatiale des paramètres du model Gev .....	135
Figure IV.20. Validation spatiale du model Gev .....	136
Figure IV.21. Analyse de l'incertitude du modèle Gev .....	137
Figure IV.22. Sensibilité d'estimation des niveaux de retour .....	139
Figure IV.23. Répartition spatiale des fréquences de récurrences. ....	141

## Chapitre V

Figure V.1. Fluctuation des indices de sécheresses SPI et EDI en utilisant la moyenne mobile de 24 mois .....	146
Figure V.2. Répartition spatiale de la corrélation entre l'indice SPI et EDI.....	147
Figure V.3. Diagramme de corrélation entre l'indice SPI et EDI .....	149
Figure V.4. Diagramme de modélisation des événements extrêmes humide et extrêmes secs .....	150
Figure V.5. Répartition spatiale des paramètres du modèle Gev (événements humides) .....	152
Figure V.6. Répartition spatiale des paramètres du modèle Pareto (événements humides) ..	153
Figure V.7. Validation spatiale du modèle Gev et Pareto (événements humides).....	154
Figure V.8. Analyse de l'incertitude du modèle Gev et Pareto aux événements humides ....	155
Figure V.9. Analyse de Sensibilité du modèle Gev .....	157
Figure V.10. Analyse de Sensibilité du modèle Pareto .....	158
Figure V.11. Période de retour des évènements humides, modèle Gev (maxima par Blocs)	160
Figure V.12. Période de retour des évènements humides, modèle Pareto (dépassement de seuil) .....	161
Figure V.13. Répartition spatiale des paramètres du modèle Gev (événements secs).....	162
Figure V.14. Répartition spatiale des paramètres du modèle Pareto (événements secs) .....	163
Figure V.15. Validation spatiale du modèle Gev et Pareto (événements Secs).....	164
Figure V.16. Analyse de l'incertitude du modèle Gev et Pareto (événements secs) .....	166
Figure V.17. Période de retour des évènements secs, modèle Gev (minima par Blocs).....	168
Figure V.18. Période de retour des évènements secs, modèle Pareto (dépassement de seuil) .....	169
Figure V.19. Relation temporelle entre NAO+ et les indices extrêmes en Algérie .....	172
Figure V.20. Relation temporelle entre NAO- et les indices extrêmes en Algérie .....	174
Figure V.21. Relation temporelle entre MOi+ et les indices extrêmes en Algérie .....	176
Figure V.22. Relation temporelle entre MOi- et les indices extrêmes en Algérie .....	179

## Conclusion Général

Figure 97. Schéma montre la méthodologie adoptée .....	183
--	-----

## Liste des tableaux

### Chapitre II

Tableau II.1. Capacité des barrages par unité hydrologiques .....	36
Tableau II.2. Caractéristiques des produits de précipitations quadrillés et in situ. ....	46
Tableau II.3. Indices de précipitations extrêmes recommandés par l'ETCCDI .....	54
Tableau II.4. Indices de précipitations infra-journalières. ....	56
Tableau II.5. Classification des événements humides et secs par l'indice SPI et EDI. ....	64

### Chapitre III

Tableau III.1. Comparaison entre les méthodes de correction de biais utilisées.....	86
Tableau III.2. La normalité de distribution (Shapiro-Wilk).....	87
Tableau III.3. Les valeurs de paramètre Lambda ( $\lambda$ ) .....	90
Tableau III.4. Résultat des tests statistiques.....	93
Tableau III.5. Classification des séries pluviométriques en trois classes.....	94
Tableau III.6. Ruptures indiquées dans les séries pluviométriques .....	98

# Chapitre I

Introduction Générale et l'état de l'art de la recherche

### I. Introduction

Les précipitations sont considérées comme une variable importante en hydrologie, leur répartition normale sur l'échelle temporelle ainsi que spatiale joue un rôle efficace dans le maintien de l'équilibre environnemental en rechargeant les réservoirs d'eau de surface ainsi que les nappes d'eau souterraines. L'estimation de leur quantité au fil de temps permet une gestion durable de ces réservoirs.

L'augmentation de température à la normale sous l'effet de serre entraîne des perturbations qui ont des répercussions significatives sur le régime de précipitations, et des effets néfastes sur la sécurité alimentaire et hydrique, déclenchant souvent des impacts majeurs qui transcendent les différents aspects environnementaux, socio-économiques et politiques (Oliver, 2005). Le rôle du changement climatique réside dans la modification des régimes météorologiques et se manifeste souvent par une augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations extrêmes et par des sécheresses prolongées (Easterling *et al.*, 2000 ; Kanae *et al.*, 2004 ; Nicholson *et al.*, 2013). Les sécheresses peuvent être définies comme des événements extrêmes qui sont inférieurs à la fréquence normale de précipitations.

Dans le bassin méditerranéen, le changement climatique modifie considérablement les régimes de précipitations, entraînant une diminution générale des précipitations et une augmentation de la fréquence des événements extrêmes. Ces changements ont de profondes implications pour l'agriculture, les ressources en eau et la gestion des risques (Giorgi & Lionello, 2008). Les variations du régime pluviométrique en Méditerranée sont sujettes à débat, avec trois hypothèses principales sur ces changements : (1) l'impact de la circulation atmosphérique générale, (2) les influences de l'Oscillation Nord Atlantique, et (3) les effets de l'indice El Niño (Kiladis & Diaz, 1989 ; Salameh, 2008 ; Lopez & Frances, 2010 ; Brandimarte *et al.*, 2011). Dans les pays d'Afrique du Nord, la perturbation climatique se manifeste par une forte variabilité spatio-temporelle et une tendance à la baisse des précipitations (Kingumbi *et al.*, 2005 ; Meddi & Talia, 2007 ; Benassi, 2008). Et par une augmentation de la fréquence des crues en particulier ceux de type éclair qui représentent une menace réelle pour les infrastructures, comme cela s'est produit au barrage de Derna à Libye en septembre 2023.

L'Algérie, est située sur la bordure sud du bassin méditerranée. Les régions côtières de l'Algérie sont influencées par un climat méditerranéen qui est devenu semi-aride puis aride en passant progressivement de Nord vers le sud. Des études suggèrent que l'Algérie subit déjà par les effets du changement climatique, notamment une diminution des précipitations annuelles, des sécheresses plus fréquentes et une diminution subséquente du taux de ruissellement de surface (Laborde *et al.*, 2010 ; Ghenim *et al.*, 2010 ; Bendjema *et al.*, 2019). De plus, une augmentation fréquentielle des épisodes de forte précipitations (Taïbi *et al.*, 2018). Ces dernières années, l'Algérie est devenue un théâtre de nombreux événements pluvieux extrêmes (**Fig. I.1**). Par conséquent, la surveillance des fluctuations des précipitations extrêmes est essentielle pour la préparation aux catastrophes, l'atténuation des risques et la gestion durable des ressources en eau à différentes échelles spatiales et temporelles.



Figure I.1. Événements pluvieux extrêmes au cours des dernières années en Algérie

### 1.1.Problématiques

Le climat de l'Algérie est méditerranéen, semi-aride à aride du nord au sud, avec des précipitations plus importantes à l'est qu'à l'ouest. Plusieurs recherches démontrent que cette région est exposée aux conséquences du changement climatique, ce qui entraîne une diminution des précipitations annuelles. Il est devenu clair et incontestable que les événements violents extrêmes existent (Taibi *et al.*, 2019 ; Zeroual *et al.*, 2019 ; Hallouz *et al.*, 2019 ; Hadour *et al.*, 2020 ; Khedimallah *et al.*, 2020).

Le contexte de précipitations extrêmes en Algérie porte sur des problématiques (**Fig. I. 2**) liées aux ressources en eau, gestion des risques environnementaux, sociaux et économiques, et innovations scientifiques à travers les questions suivantes :

Quelles sont les tendances spatio-temporelles des événements de pluies extrêmes en Algérie au cours des dernières décennies ?

Comment les régimes de pluies extrêmes affectent-ils la disponibilité et la gestion des ressources hydriques en Algérie ?

Quels sont les impacts économiques et sociaux des événements pluviométriques extrêmes, tels que les inondations, sur les zones urbaines et rurales en Algérie ?

Quels outils de modélisation et de prévision pourraient être développés pour améliorer la gestion des risques associés aux événements de pluies extrêmes en Algérie ?

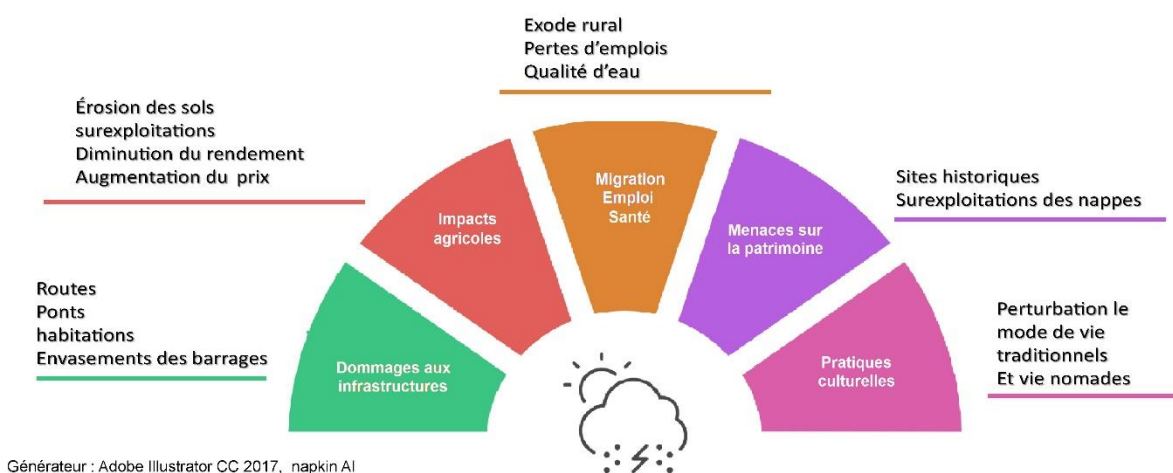


Figure I.2. Impacte des précipitations extrêmes sur le contexte socio-économique et cultural

### 1.2.Objectifs de la thèse

La documentation et l'analyse des événements de précipitations extrêmes constituent un enjeu majeur pour la compréhension de l'évolution du cycle hydrologique, en particulier dans un contexte de changement climatique global. En Algérie, ces phénomènes prennent une importance particulière en raison de leur impact direct sur les ressources en eau, les infrastructures, les activités agricoles et la sécurité des populations. Les précipitations extrêmes peuvent se manifester sous deux formes contrastées : d'une part, par des périodes prolongées de déficit pluviométrique, menant à des épisodes de sécheresse sévère, et d'autre part, par des pluies torrentielles provoquant inondations, érosion des sols et dommages économiques considérables.

La vulnérabilité croissante de la société algérienne face aux risques climatiques extrêmes souligne la nécessité d'une meilleure compréhension des dynamiques pluviométriques, tant au niveau régional que local. Pourtant, la connaissance actuelle de la fréquence, de l'intensité et de l'évolution des précipitations extrêmes en Algérie reste limitée, notamment en raison du manque d'observations spatiales continues, de la courte durée des séries historiques et de la variabilité importante du climat à l'échelle nationale.

Dans ce contexte, cette thèse ambitionne de répondre à plusieurs besoins scientifiques et opérationnels. Elle vise à renforcer la connaissance des régimes extrêmes de précipitations en Algérie en combinant de manière innovante des observations issues de bases de données satellitaires corrigées par des données in situ de haute qualité. L'approche adoptée permettra ainsi de surmonter les insuffisances actuelles en matière de résolution spatio-temporelle et d'homogénéité des données, afin de fournir une description plus fidèle des phénomènes extrêmes.

Les objectifs principaux de cette recherche peuvent être résumés comme suit :

1. Améliorer la qualité et la résolution spatiale des données de précipitations journalières : en combinant les observations satellitaires CHIRPS avec les mesures issues des stations météorologiques de l'ANRH et de l'ONM, l'objectif est de produire des séries homogènes, cohérentes et représentatives des variations pluviométriques locales, constituant ainsi une base fiable pour l'analyse des extrêmes hydrologiques.
2. Développer une méthodologie pour modéliser les précipitations extrêmes : L'objectif est de proposer une approche statistique et climatique robuste permettant d'analyser les distributions des événements de forte intensité, de détecter les tendances spatiotemporelles, et d'estimer les périodes de retour associées à différents hauteur de précipitations extrêmes.
3. Caractériser les événements humides et secs à l'échelle nationale : Il s'agit de développer des indicateurs climatologiques pour décrire la fréquence, la durée et la sévérité des épisodes humides et secs, contribuant ainsi à l'évaluation du risque de sécheresse et d'inondation dans différents contextes géographiques algériens.
4. Analyser l'influence de la circulation atmosphérique régionale sur les précipitations extrêmes : En étudiant les liens entre les régimes atmosphériques (comme les anomalies de pression, la position de l'anticyclone des Açores ou les flux d'humidité méditerranéens) et les occurrences de précipitations extrêmes, ce travail vise à identifier les principaux mécanismes climatiques responsables des événements intenses en Algérie.

En combinant la correction des données, la modélisation statistique des extrêmes et l'analyse des forçages climatiques, cette thèse entend ainsi fournir des éléments scientifiques solides pour anticiper les évolutions futures des risques hydrologiques en Algérie. Elle répond à des besoins pratiques dans les domaines de la gestion durable de l'eau, de la planification urbaine, de la sécurité alimentaire et de la réduction des risques naturels. Elle s'inscrit également dans une perspective de renforcement des capacités d'adaptation face aux impacts du changement climatique dans les régions arides et semi-arides du pays.

### 1.3. Plan du manuscrit

La compréhension approfondie du comportement des précipitations extrêmes en Algérie nécessite une approche rigoureuse et progressive, en tenant compte à la fois des dynamiques

spatio-temporelles des précipitations, du contexte géologique, hydrologique et hydrogéologique du territoire, ainsi que des lacunes identifiées dans la littérature scientifique existante, notamment en matière de qualité des séries chronologiques, de modélisation des extrêmes et d'analyse des impacts régionaux. Afin de répondre à ces enjeux, la présente thèse s'articule autour de cinq chapitres complémentaires et étroitement liés :

**Chapitre I** : présente l'introduction générale, la problématique, les objectifs de la thèse et l'état de l'art de la recherche.

**Chapitre II** : sera consacré à la description de site d'étude.

**Chapitre III** : vise la vérification et à la correction de la qualité des données pluviométriques issues des stations terrestres, en appliquant des méthodes d'homogénéisation afin de produire des séries fiables pouvant être utilisées pour améliorer la précision des estimations satellitaires.

**Chapitre IV** : portera sur la modélisation des précipitations extrêmes à travers l'application de la théorie des valeurs extrêmes, en analysant la distribution spatio-temporelle, les tendances, les régimes de variabilité ainsi que les fréquences de récurrence et la sévérité des événements futurs.

**Chapitre V** : s'intéressera à la modélisation statistique des événements extrêmes humides et secs, en utilisant également les lois des valeurs extrêmes pour caractériser les régimes climatiques exceptionnels à l'échelle nationale. Le chapitre V analysera aussi la relation entre les précipitations extrêmes et la circulation atmosphérique régionale afin d'identifier les principaux mécanismes climatiques responsables de ces événements. Enfin, la **conclusion générale** viendra synthétiser les résultats majeurs de cette étude, mettre en lumière leurs implications pour la gestion durable des ressources en eau et la prévention des risques naturels, et proposer des perspectives de recherche futures pour renforcer la compréhension des précipitations extrêmes dans un contexte de variabilité et de changement climatique.

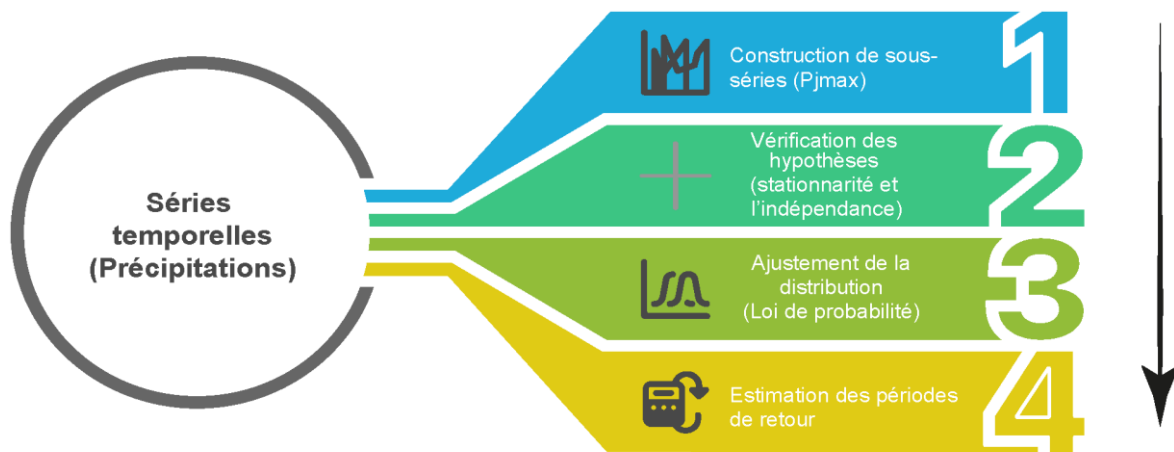
## II. L'état de l'art

### 2.1. Définitions clés et concepts théoriques

De nombreux problèmes pratiques en climatologie nécessitent la connaissance du comportement des valeurs extrêmes. Cela s'applique en particulier à la politique des ressources en eau et des risques à travers l'identification des zones vulnérables aux événements extrêmes, ainsi qu'à la conception technique des ouvrages sensibles aux valeurs hautes ou basses des phénomènes météorologiques. Les structures peuvent durer des années, voire des siècles, et une

estimation précise des périodes de retour peut être un facteur critique dans leur conception. Les critères de conception peuvent également être décrits comme le nombre attendu d'occurrences d'événements dépassant un seuil fixe.

Les méthodes classiques d'analyse des valeurs aberrantes (valeurs qui se distinguent par un grandement dissemblance avec les valeurs normale) consistent à ajuster une distribution de probabilité de valeurs aberrantes aux valeurs aberrantes observées (**Fig. I. 3**). Les données sont les valeurs maximales (ou minimales) des valeurs observées au cours d'une période donnée, comme les précipitations quotidiennes maximales au cours d'une seule année. Les distributions incluent des hypothèses telles que la stationnarité et l'indépendance des données.



Générateur : Adobe Illustrator CC 2017, napkin AI

Figure I.3. Méthode classique pour analyser les séries temporelles

Les événements hydrologiques extrêmes sont des événements naturels pouvant avoir des effets néfastes sur l'être humain, les infrastructures et l'environnement. Cependant, définir un événement extrême n'est pas si simple et la compréhension est entravée par un manque de cohérence dans la décision de ce qui rend un événement extrême « extrême » (Mc Philips *et al.*, 2018). En hydrologie, la caractérisation des événements extrêmes (**Fig. I. 4**) est motivée par la vulnérabilité physique et socioéconomique à leurs impacts (Kharin *et al.*, 2007), qui peut être due à un événement unique ou à des événements composés qui, ensemble, ont un fort potentiel d'impacts globaux plus importants (GIEC, 2012 ; Leonard *et al.*, 2014). Auparavant, les scientifiques ont utilisé différentes méthodes pour identifier, cartographier, caractériser et modéliser les événements pluviométriques extrêmes afin de comprendre les facteurs qui régissent leur ampleur et leur occurrence (Kunkel, 2003).

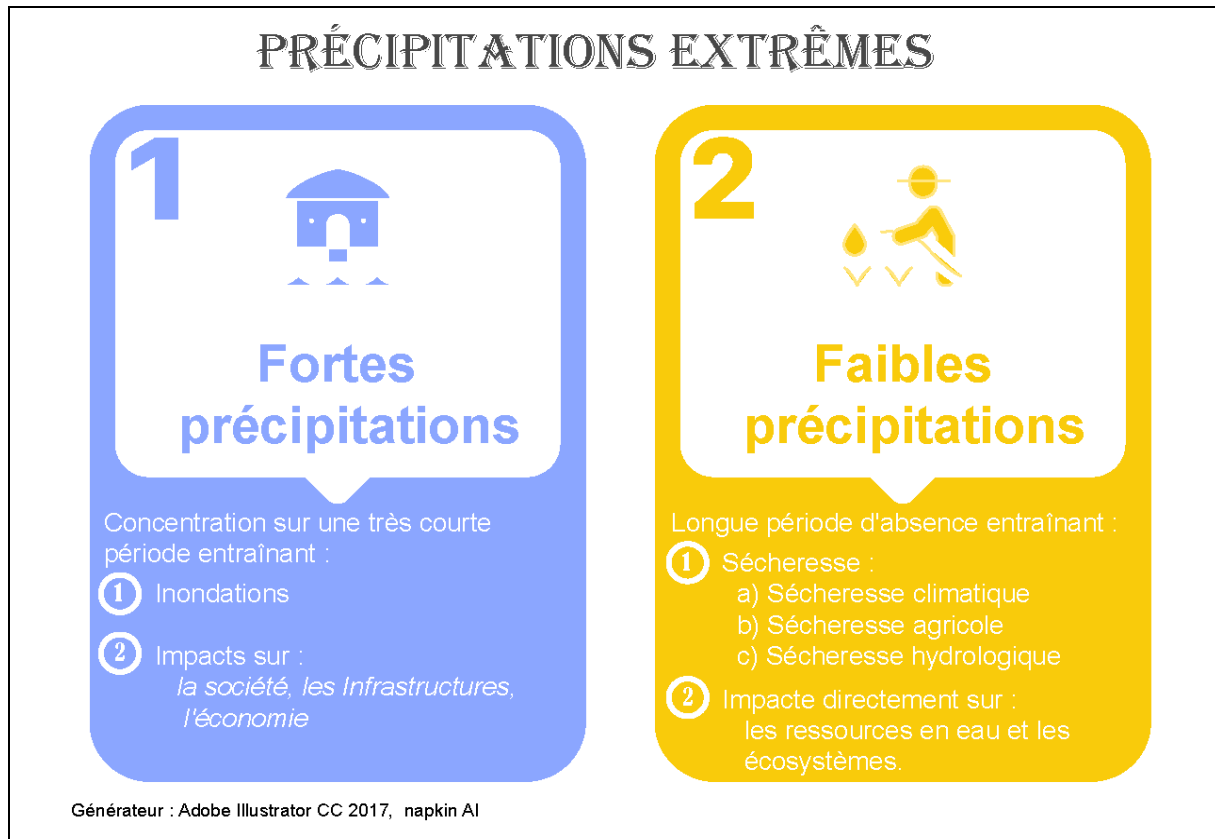


Figure I.4. Deux aspects de précipitations extrêmes

## 2.2. Travaux antérieurs sur la thématique

Au cours des dernières décennies, l'augmentation continue de la température moyenne mondiale a contribué à l'intensification des précipitations extrêmes quotidiennes, comme l'ont confirmé de nombreuses études à différentes échelles — régionale, continentale et mondiale (Westra *et al.*, 2013 ; Ali *et al.*, 2014 ; Donat *et al.*, 2016 ; Fischer & Knutti, 2016 ; Guerreiro *et al.*, 2018).

À l'échelle mondiale, Sun *et al.* (2021) ont analysé des tendances à long terme (1950–2018) du maximum de précipitations journalières (Rx1day), basée sur les données de 7 593 stations. Le résultat a révélé que 66 % d'entre elles présentent une tendance à la hausse, tandis qu'environ un tiers montrent une tendance à la baisse (voir **Fig. I. 5**).

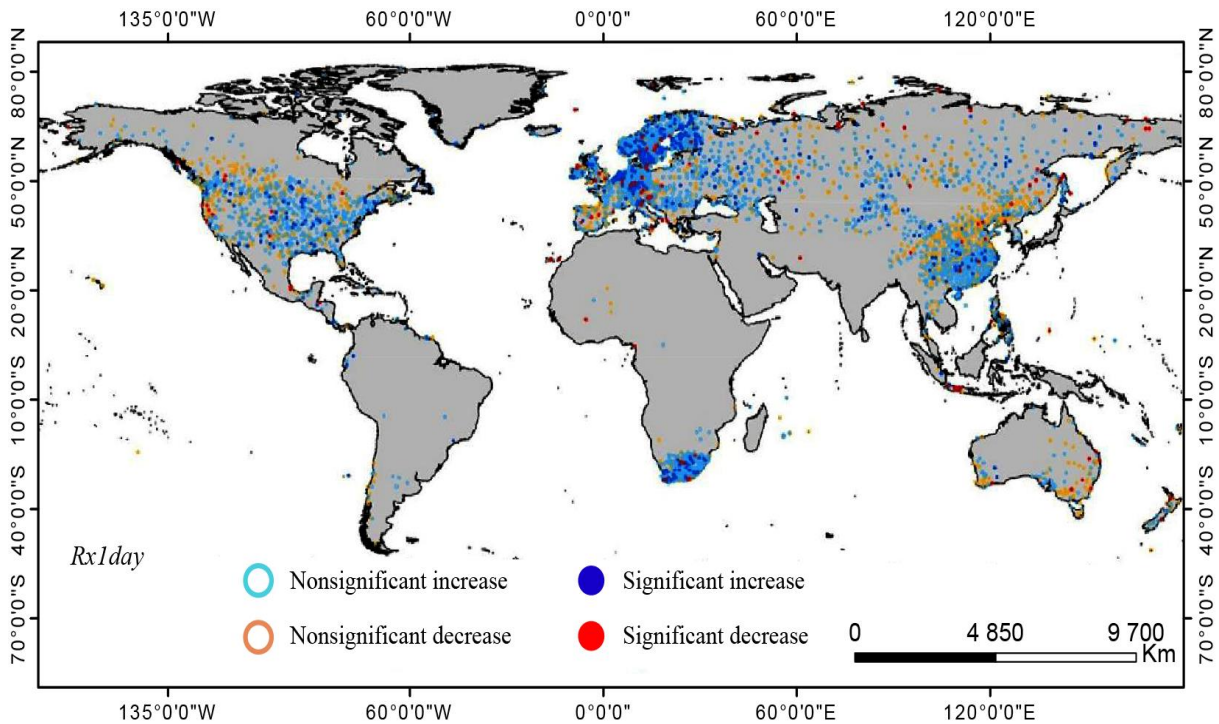


Figure I.5. Tendances des précipitations maximales annuelles (*Rx1jour*) à travers le monde (7293 stations sur la période 1950-2018). (Les tendances sont déterminées par un test Mann-Kendall non paramétrique au niveau de signification de 5 % (Sun *et al.*, 2021)).

À l'échelle continentale, Panthou *et al.* (2014) montrent que l'intensité de précipitations a été augmentée de 17% (1970-1990) à 21% (2001-2010) ce qui coïncide avec l'augmentation de nombre de jours secs. Marra *et al.* (2022) dévoilent des tendances significatives qui arrivent à 20% à la hausse pour les précipitations journalières maximales annuelles. Waberi *et al.* (2024) indiquent que les changements futurs dans le régime de précipitations extrêmes en Afrique du Nord-Est entraîneront une augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements pluviométriques extrêmes (**Fig. I. 6**). Plus précisément, au cours des saisons Été et automne.

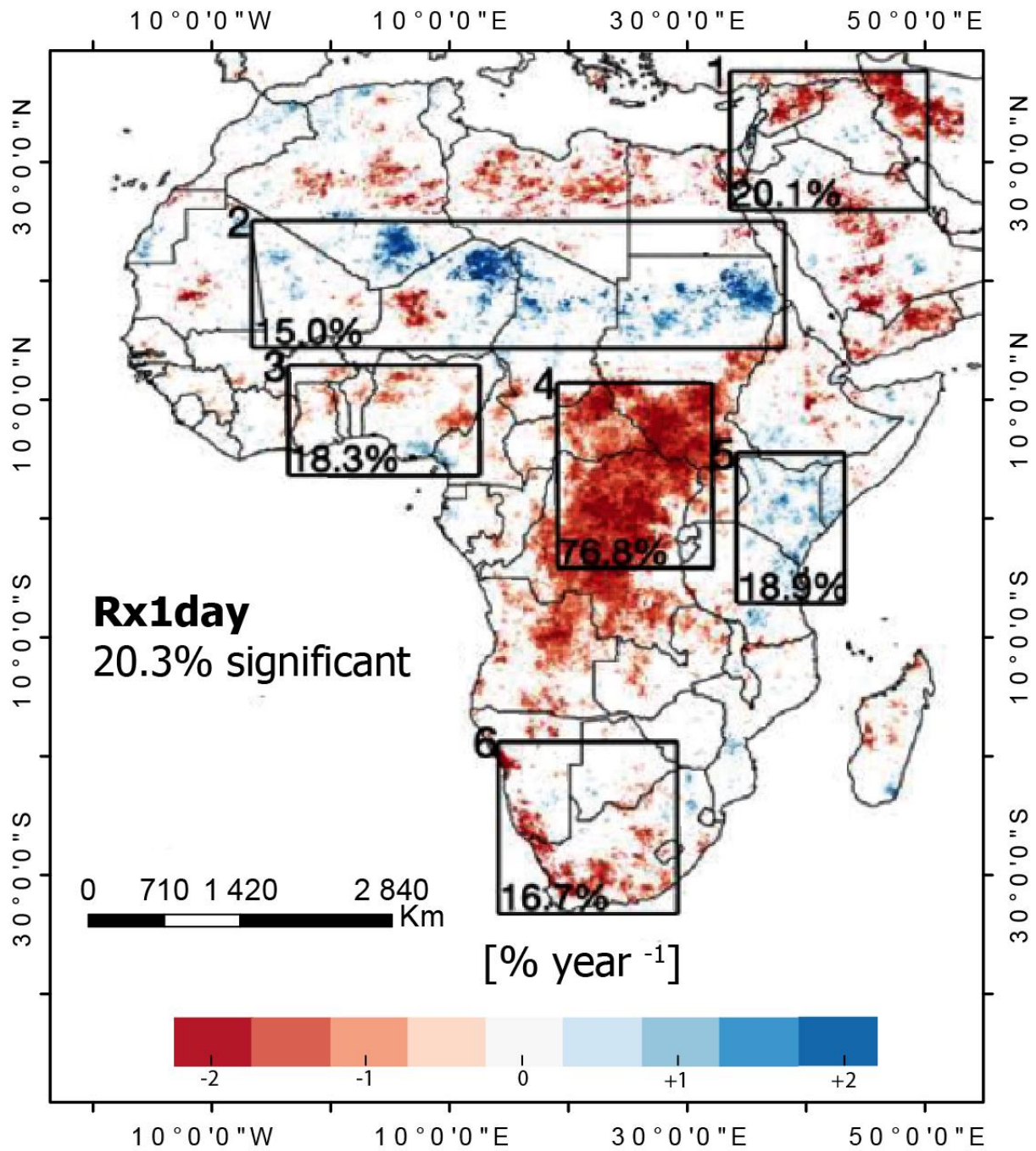


Figure I.6. Tendence de précipitations journalières maximales annuelles sur l'Afrique (Marra et al., 2022).

À l'échelle régionale, Cos et al. (2022) ont étudié les changements de température et de précipitations au cours du 21e siècle en utilisant les scénarios CMIP5 et CMIP6 sur le bassin de la méditerranée (Fig. I. 7). Les résultats ont montré que les changements dans la hauteur de précipitations présentaient des incertitudes plus importantes ainsi qu'une variabilité spatiale accrue. Toutefois, une diminution forte et significative des précipitations est attendue sur de grandes parties de la région au cours de l'été, d'ici la fin du siècle,

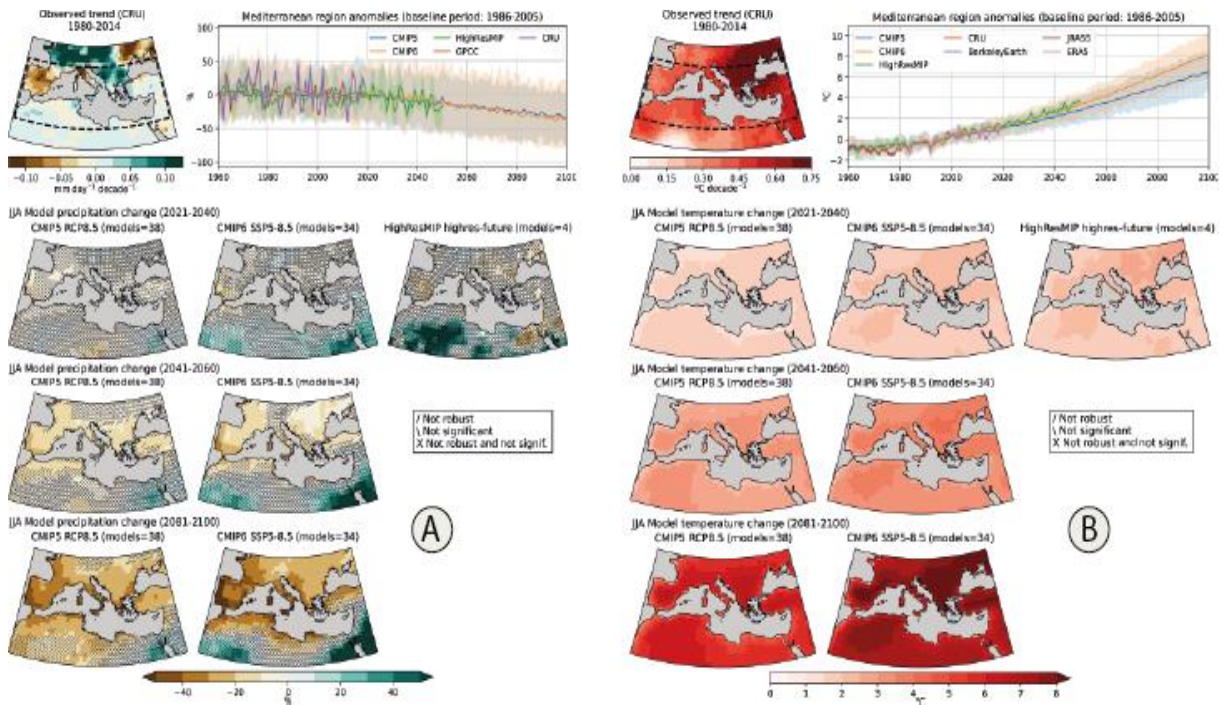


Figure 1.7. Changement dans le régime de température et de précipitations au cours du 21e siècle selon les scénarios CMIP5 et CMIP6 : (A) Précipitations ; (B) température (Cos *et al.*, 2022)

À l'échelle locale, De nombreuses études ont porté sur l'étude des précipitations en Algérie, tant qu'à leur niveau maximal qu'à leur niveau minimal. Medjerab (2005) est considéré comme l'un des premiers en Algérie à avoir étudié les valeurs maximales de précipitations, puisqu'il a consacré une section dans sa thèse pour les étudier et les cartographier sur le Nord-Occidentale de l'Algérie. L'étude de Benkhaled (2007) a pour objective d'estimer les fréquences de récurrences des pluies maximales annuelles sur la région du Chélif en utilisant la loi Gev et Gumbel. Medejerab et Henia (2011) ont montré la fluctuation de la sécheresse par décennie de 1920-1990 en utilisant les précipitations annuelles et en couvrant la partie Nord-Occidentale de l'Algérie. Habibi *et al.* (2012) se sont intéressés à l'analyse fréquentielle de Pjmax provenant de 27 stations pluviométriques du bassin du Chott Chergui en utilisant quatre lois statistiques : la loi Gumbel et la loi log-normale avec deux paramètres ; et la loi Pearson type III et la loi GEV à trois paramètres. Boucefiane *et al.* (2014) ont étudié la possibilité d'utilisation de la loi GEV pour modéliser les valeurs Pjmax de 65 stations dans les steppes occidentales de l'Algérie. Meddi et Toumis (2015), se sont intéressés à cartographie les périodes de retour 2, 5, 20, 50 et 100ans de précipitations extrêmes en utilisant les Pjmax de 231 stations pluviométriques et la distribution des valeurs extrêmes généralisée (GEV) et la distribution logistique généralisée

(GLO) dans la partie Nord-Algérien. Tarmoul et Boulemtafes (2018) ont utilisée l'indice de sécheresse SPI pour distinguer les événements de précipitations extrêmes sur la période 1968-2012 à travers les données mensuelles de trois stations réparties sur la vallée du moyen Sébaou nord-est de l'Algérie. Azioune *et al.* (2018) se sont intéressés à étudier les précipitations extrêmes dans le contexte de risque d'inondation en utilisant l'indice SPI de sécheresses et de la matrice MGCTI pour quantifier les inondations dans la ville de Biskra. Boucefiane et Meddi (2022) ont utilisé l'approche de précipitation maximale probable (PMP), cette étude a été réalisée à partir 43 stations pluviométrique réparties dans le bassin versant de Chélif en Algérie, l'estimation de précipitation maximale probable sur 24h sont environ le double de celles obtenues par la méthode statistique de Hershfield, associé aux périodes de retour allant de 1000 à  $28 \cdot 10^6$  ans.

### 2.3. Limites des études précédentes

La nécessité d'analyser les événements extrêmes devient de plus en plus pressante, à mesure que ces phénomènes gagnent en fréquence et en intensité, engendrant des conséquences parfois dévastatrices sur les systèmes humains et naturels. De nombreux travaux se sont penchés sur les précipitations extrêmes en Algérie, dans le but d'en cerner les caractéristiques et la répartition spatio-temporelle. Ces études reposent généralement sur des fondements statistiques, en particulier sur des lois de probabilité classiques, qui ont permis d'établir une base solide pour l'analyse de tels événements.

Cependant, l'évolution récente des données climatiques, marquée par une intensification des événements extrêmes, a révélé des limites importantes dans les approches adoptées. La distribution statistique des précipitations extrêmes tend à présenter des queues lourdes, rendant les modèles traditionnels à deux paramètres — tels que les lois log-normale, exponentielle ou de Gumbel — moins sensibles aux valeurs extrêmes réelles. Cette limitation réduit leur capacité à estimer avec fiabilité les périodes de retour associées à ces événements rares mais critiques.

Plusieurs insuffisances majeures peuvent être relevées dans les travaux antérieurs :

- Premièrement, la majorité des études se concentrent sur des zones géographiques restreintes, sans couvrir l'ensemble du territoire national. Cela limite la représentativité des résultats à l'échelle de l'Algérie.

- Deuxièmement, les analyses reposent le plus souvent sur des données mensuelles ou annuelles, négligeant les observations journalières, pourtant cruciales pour la détection fine des épisodes extrêmes. De plus, peu d'efforts sont entrepris pour améliorer la résolution spatiale et temporelle des observations disponibles.
- Troisièmement, la fréquence des fortes précipitations est souvent estimée à partir des valeurs maximales annuelles ( $P_{jmax}$ ), ce qui réduit la richesse statistique des séries et masque la variabilité intra-annuelle.
- Quatrièmement, bien que plusieurs études mobilisent des indices de sécheresse pour caractériser les périodes sèches, rares sont celles qui vont jusqu'à modéliser statistiquement les événements de sécheresse, limitant ainsi la portée des analyses en termes de prévision et de gestion des risques.
- Enfin, en matière d'homogénéisation des données, une lacune importante est observée. La plupart des travaux ne prennent pas en compte la notion d'homogénéité dans son ensemble. Même lorsque cette étape est abordée, elle est souvent appliquée uniquement aux valeurs extrêmes (par exemple,  $P_{jmax}$ ) et non à la totalité de la série pluviométrique. Cette approche partielle risque de fausser l'évaluation de la qualité des données et de conduire à des interprétations erronées de la variabilité climatique.

Face à ces limites, il apparaît indispensable d'adopter des méthodes plus robustes, notamment issues de la théorie des valeurs extrêmes (EVT), de travailler sur des séries homogénéisées à haute résolution, et d'étendre l'analyse à l'ensemble du territoire national pour produire une vision plus complète, fiable et utile à la planification hydrologique et à la gestion des risques liés au climat.

## Chapitre II

### Données et Méthodes

## **I. Introduction**

L'étude des précipitations extrêmes repose sur trois axes principaux : le premier est la zone d'étude, qui est considérée comme le facteur principal car elle comprend des zones vulnérables aux précipitations extrêmes ; les données pluviométriques constituent le principal point d'entrée par lequel nous pouvons capturer les valeurs autoréférentielles extrêmes ; la méthodologie de l'étude est le moyen par lequel nous pouvons représenter la fluctuation des précipitations extrêmes et déterminer l'étendue de leur impact dans la zone d'étude.

## **II. Description de site d'étude**

### **2.1. Caractéristiques générales du régime pluviométrique de l'Algérie**

Les traits généraux du régime pluviométrique de l'Algérie reposent directement sur des conditions de types météorologique et morphologiques, les deux jouent un rôle capital dans les mécanismes physiques qui entraînent les précipitations.

### **2.2. Contexte de la variabilité pluviométrique régionale**

La circulation atmosphérique en Afrique du Nord est influencée par un certain nombre de systèmes de pression, de jets et de flux d'humidité.

#### **2.2.1. Oscillation nord-atlantique (NAO) et jet Stream**

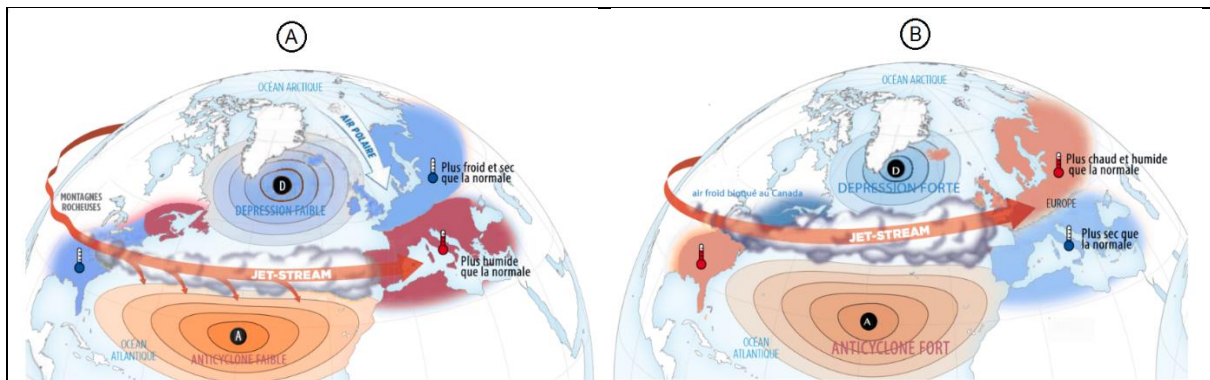
La fluctuation de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) et du Jet Stream constitue un mode climatique majeur qui influence fortement les régimes de précipitations en Afrique du Nord, une région particulièrement dépendante des pluies hivernales pour l'alimentation de ses ressources en eau.

La NAO joue un rôle clé en modulant la position et l'intensité du Jet Stream, ce qui affecte directement le déplacement des systèmes de tempêtes vers la région. En phase positive (NAO+), l'anticyclone des Açores se renforce ainsi que la dépression islandaise, augmentant le gradient de pression entre ces deux systèmes. Cette configuration pousse le Jet Stream vers le nord, détournant les perturbations atlantiques loin de l'Afrique du Nord et entraînant ainsi une baisse des précipitations, voire des épisodes de sécheresse.

À l'inverse, lors d'une phase négative (NAO-), les centres d'action s'affaiblissent, ce qui permet au Jet Stream de s'orienter plus au sud. Ce déplacement favorise l'acheminement des

systèmes dépressionnaires riches en humidité vers l’Afrique du Nord, générant des conditions plus humides et une augmentation des précipitations (voir **Fig. II. 1.**).

Cette dynamique atmosphérique met en évidence l’influence déterminante de la NAO sur le climat de la région, en particulier pour la prévision des précipitations hivernales et la gestion durable des ressources en eau (Trigo *et al.*, 2004 ; Lopez & Francés, 2010 ; Gaetani *et al.*, 2011 ; Brandimarte *et al.*, 2011 ; Taibi, 2016).



### 2.2.2. Jet d’Est Africain et perturbations soudano-sahariennes

Le jet d’est africain (African Easterly Jet – AEJ), localisé principalement au-dessus de la région sahélienne, entre 10° et 12° de latitude nord, exerce une influence indirecte mais significative sur le climat de l’Afrique du Nord. Cette influence s’inscrit dans un ensemble complexe de mécanismes océaniques et atmosphériques impliquant notamment la mousson ouest-africaine, la zone de convergence intertropicale (ZCIT), l’Oscillation Atlantique, ainsi que les phases El Niño et La Niña. Ces interactions peuvent entraîner le déclenchement de perturbations atmosphériques capables de s’étendre vers le nord, générant ainsi des épisodes de précipitations sur les zones sahariennes et nord-africaines.

Les perturbations soudano-sahariennes, décrites pour la première fois dans les années 1930 par Dubief et Queney (1935), puis approfondies par Dubief en 1952 et 1963, sont des systèmes dépressionnaires qui traversent le Sahara depuis les tropiques vers les régions subtropicales. Leur trajectoire suit d’abord une direction nord, avant de bifurquer brusquement vers l’est. Ces

perturbations sont plus fréquentes au printemps et en automne, avec une activité réduite pendant l'été (Griffiths & Soliman, 1972 ; Nicholson, 1981 ; Buckle, 1996 ; Warner, 2004).

En automne, elles prennent naissance à l'ouest du méridien de Greenwich, sur le continent, puis remontent vers le nord-est, couvrant des régions telles que le Grand Erg Occidental, et atteignent parfois le bassin méditerranéen (voir **Fig. II. 2(a)**). L'épisode de fortes précipitations survenu les 6 et 7 septembre 2024 dans les régions de Tindouf, Béni Abbès, Bécharr, Aïn Sefra, Naâma et El Bayadh illustre parfaitement ce type de perturbation.

Au printemps, leurs trajectoires démarrent généralement plus à l'est, et évoluent souvent en systèmes anticycloniques aux environs de 15°N (voir **Fig. II. 2(b)**). En raison du caractère très sec de l'air saharien, ces perturbations sont fréquemment associées à des tempêtes de poussière, résultant d'un fort processus d'évaporation et de soulèvement de particules (Issar, 1995 ; Leroux, 2001 ; Schepanski & Knippertz, 2011).

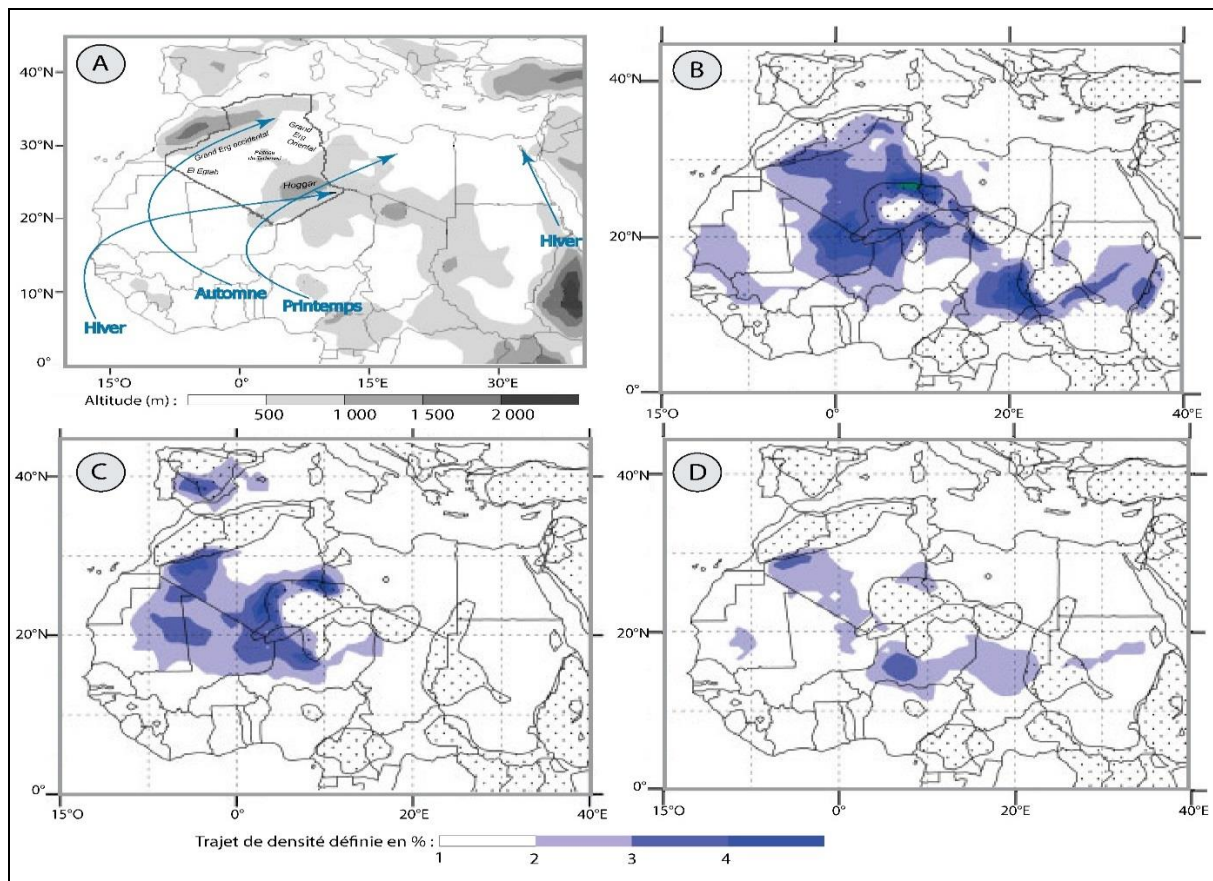


Figure II.2. Migration de la masse d'air vers le nord et la répartition de la densité de perturbation soudano-saharienne : (A) trajectoire saisonnière ; (B) densité au printemps ; (C) densité en été ; (D) densité en automne (source : Schepanski & Knippertz, 2011)

### 2.2.3. Systèmes de pression

Les systèmes de pression jouent un rôle déterminant dans la modulation des régimes de précipitations en Afrique du Nord. Parmi les plus influents, on peut citer l'anticyclone des Açores, l'anticyclone de l'Atlantique Sud (ou anticyclone de Sainte-Hélène) et l'anticyclone sibérien. Ces centres d'action atmosphériques agissent à différentes échelles et influencent la circulation générale, la trajectoire des masses d'air ainsi que la distribution des perturbations.

Par exemple, la présence d'une crête de haute pression persistante sur l'Afrique du Nord entraîne généralement des conditions sèches, en inhibant la montée de l'air humide et en repoussant les perturbations vers des latitudes plus élevées. À l'inverse, l'installation d'un système dépressionnaire favorise la convergence de masses d'air et peut générer des épisodes de précipitations intenses.

En Algérie, des événements de fortes pluies peuvent survenir lorsqu'une dépression d'origine polaire, se déplaçant du nord vers le sud (N-S) ou du nord-ouest vers le sud-est (NO-SE), atteint la Méditerranée occidentale avant de prendre une trajectoire d'ouest en est (O-E), comme le soulignent les travaux de Karrouk (2019) et Sandler (2024). Ce type de configuration crée des conditions favorables à l'instabilité atmosphérique et à la formation de systèmes pluvieux actifs.

Par ailleurs, le bassin méditerranéen occidental, en raison de sa température relativement élevée et de sa forte évaporation, constitue une source importante d'humidité. Lorsque cette humidité interagit avec de l'air froid en altitude, cela peut conduire à la formation de systèmes de *cyclogénèse* — notamment dans le sud de l'Italie — générant des dépressions méditerranéennes secondaires (Moscatello *et al.*, 2008 ; Kaspar & Müller, 2009 ; Lavrova *et al.*, 2010 ; Kouroutzoglou *et al.*, 2023).

Lorsque ces dépressions migrent vers le sud, elles peuvent provoquer une instabilité marquée dans les couches atmosphériques inférieures, entraînant des orages et des pluies intenses sur certaines régions du sud-est de l'Algérie (voir **Fig. II. 3**). Ce type de mécanisme est souvent responsable des épisodes orageux violents observés dans le Sahara septentrional, notamment au printemps et à l'automne.

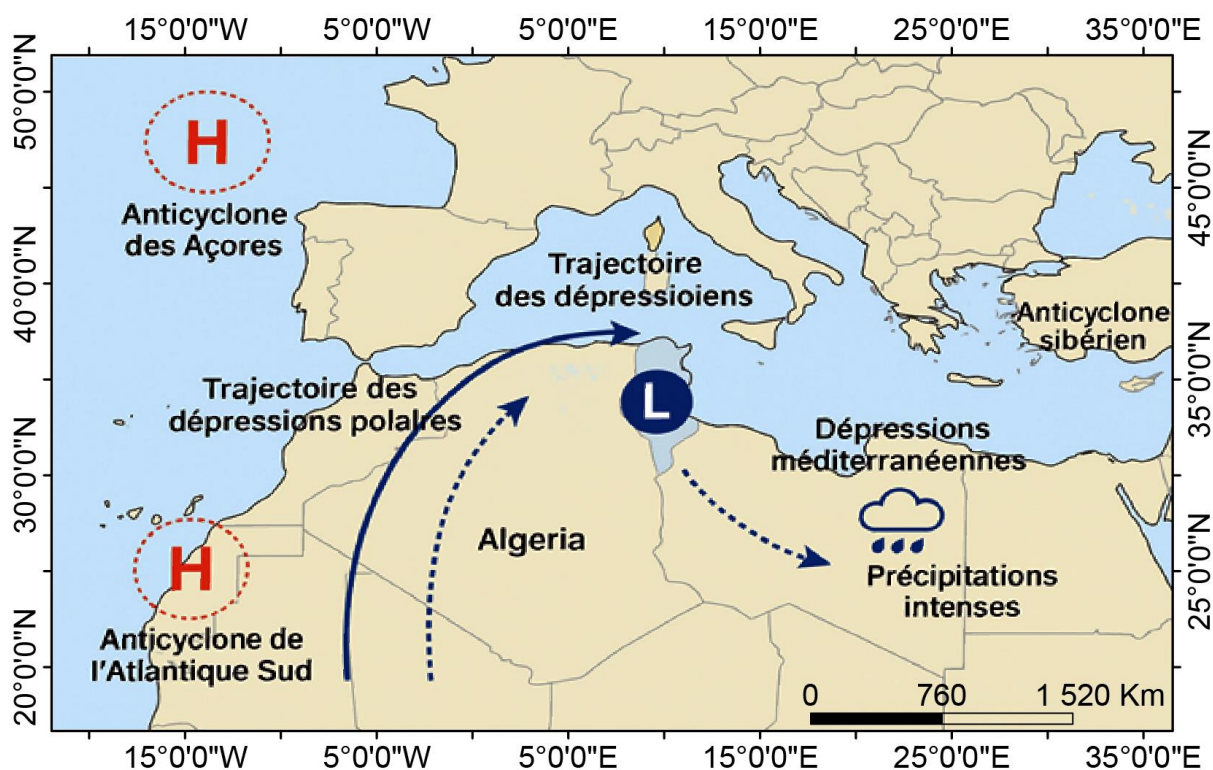


Figure II.3. Impacte de migration de dépressions sur le régime de précipitations

Wolfgang *et al.*, 2020 montre l'évolution des anomalies de température moyenne annuelle dans la région méditerranéenne pour la période 1950-2100, en mettant en lumière les différences entre les données historiques et les projections climatiques selon deux scénarios d'émissions de gaz à effet de serre (RCP2.6 et RCP8.5) (**Fig. II. 4**) montre que : (1) Selon le scénario RCP2.6, les températures augmentent modérément (1-2 °C) avant de se stabiliser vers 2100, ce qui pourrait limiter les impacts sur la variabilité pluviométrique. (2) Selon le scénario RCP8.5, les températures augmentent rapidement, atteignant des anomalies supérieures à 6 °C, avec des conséquences majeures pour le régime pluviométrique. En effet, une augmentation des températures favorise une intensification du cycle hydrologique, entraînant une évaporation accrue, une diminution de l'humidité des sols, et une amplification des contrastes pluviométriques entre les zones humides et arides. Cette dynamique renforcerait les extrêmes climatiques déjà observés, avec des précipitations concentrées sur de courtes périodes et une intensification des sécheresses.

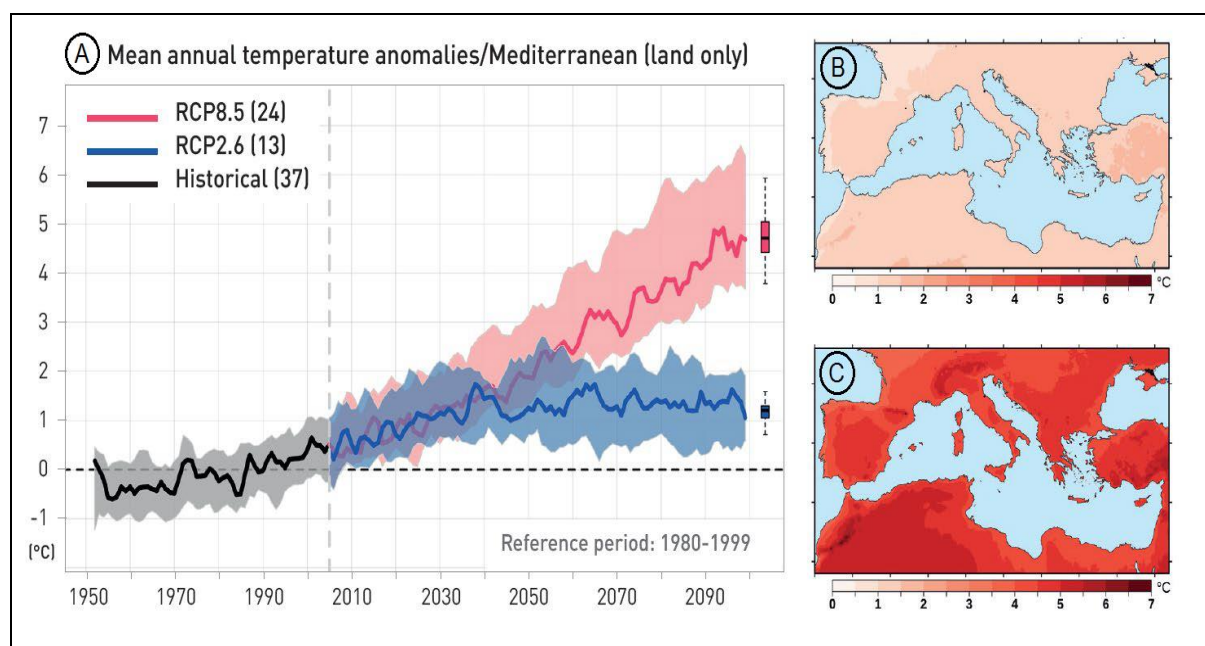


Figure II.4. Anomalies des températures dans la région méditerranéenne sur les zones terrestres : (a) Simulations pour les trajectoires RCP2.6 et RCP8.5 ; (b) réchauffement à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2080-2099) pour le scénario RCP2.6 ; (c) idem pour le scénario RCP8.5 (source : simulation multi-modèles CMIP5) (Source : Wolfgang *et al.*, 2020)

L'évolution des anomalies de précipitations dans la région méditerranéenne reste un sujet débattu, comme en témoignent plusieurs études (Charlson *et al.*, 1991 ; Sadourny, 1996 ; Bourque, 2000 ; Lionello *et al.*, ; Luterbacher *et al.*, 2004 ; Xoplaki *et al.*, 2004 ; Salameh, 2008 ; Lopez & Frances, 2010 ; Brandimarte *et al.*, 2011 ; Wolfgang *et al.*, 2020 ; Urdiales-Flores *et al.*, 2024). Les projections des précipitations sur la période 1950–2100, basées sur les scénarios climatiques RCP2.6 et RCP8.5 (**Fig. II. 5**), révèlent plusieurs tendances : les données historiques montrent une oscillation autour de 0 %, sans tendance marquée, tandis que le scénario RCP2.6 suggère une relative stabilité des précipitations, avec une variabilité limitée entre -10 % et +10 %, traduisant des impacts climatiques modérés. En revanche, le scénario RCP8.5 projette une baisse significative des précipitations pouvant atteindre entre -20 % et -40 % à l'horizon 2100, accompagnée d'une incertitude croissante. Ces anomalies négatives dominant, en particulier dans le sud de la Méditerranée, où elles risquent d'aggraver les phénomènes de sécheresse et les pénuries d'eau. Ces résultats soulignent l'urgence de limiter les émissions de gaz à effet de serre afin de stabiliser le régime des précipitations et de renforcer l'adaptation de la gestion des ressources en eau face aux effets du changement climatique.

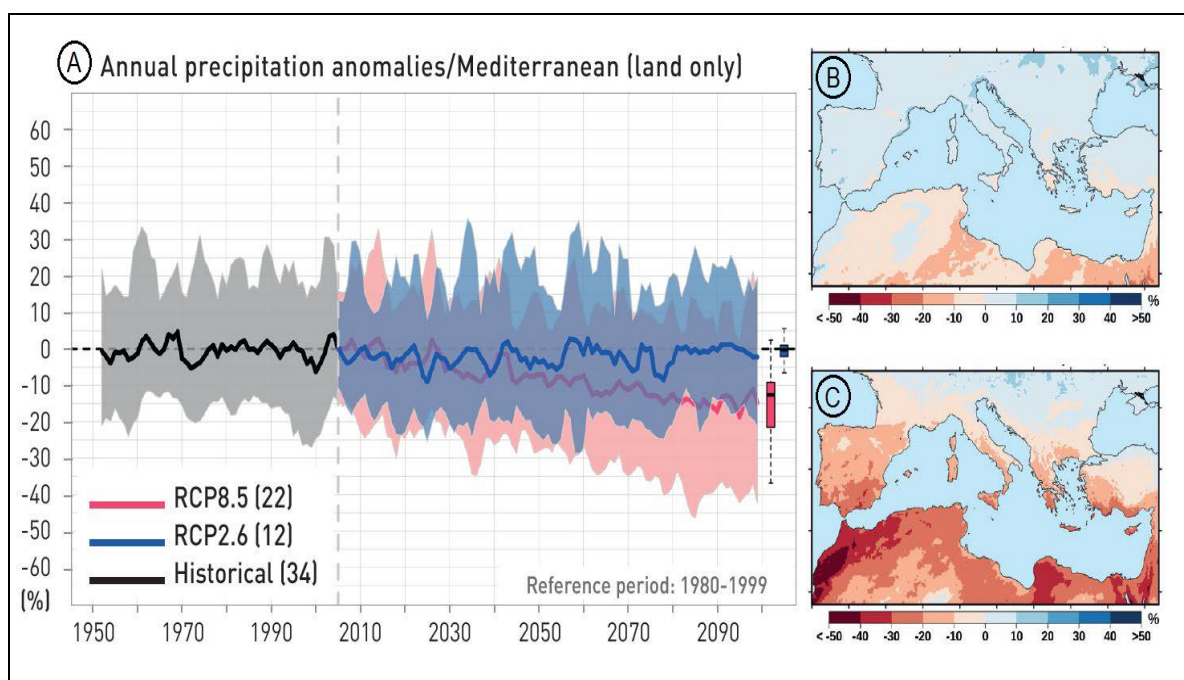


Figure II.5. Anomalies des précipitations annuelles dans la région méditerranéenne sur les zones terrestres : (a) simulations pour les trajectoires RCP2.6 et RCP8.5 ; (b) anomalies de précipitations à la fin du 21<sup>ème</sup> siècle (2080-2099) pour le scénario RCP2.6 ; (c) idem pour le scénario RCP8.5 (source : simulation multi-modèles CMIP5). (Source : Wolfgang et al., 2020)

### 2.3. Analyse des précipitations en Algérie : variabilité, rupture et facteurs topographiques

L'Algérie présente une variabilité pluviométrique marquée, traduite par des fluctuations interannuelles, des ruptures décennales et des disparités spatiales importantes. Ces caractéristiques soulignent la complexité du régime pluviométrique algérien, influencé à la fois par des facteurs atmosphériques globaux et des contraintes géographiques locales.

Parmi les premières études pionnières sur le climat algérien, celle de Seltzer (1946) se distingue par son ampleur : elle portait sur 351 stations pluviométriques sur une période de 25 ans (1913–1938), avec pour objectif de caractériser les régimes mensuels et annuels des précipitations. Cette recherche constitue encore aujourd'hui une base de référence dans l'étude climatologique régionale.

L'analyse croisée des précipitations annuelles avec l'altitude (**Fig. II. 6**) met en évidence une relation non linéaire, où l'altitude n'explique qu'en partie la répartition spatiale des précipitations. Les précipitations diminuent globalement à mesure que l'on s'éloigne du littoral méditerranéen, mais des exceptions notables subsistent, notamment dans les zones de relief orographique favorable (Miliana, Sétif, Constantine). En effet, comme l'ont montré Boudiaf *et al.* (2021), Zerouali *et al.* (2022) et Hamitouche *et al.* (2024), le régime pluviométrique algérien

est en grande partie de type orographique : les flux d'air humides en provenance de la mer sont forcés à l'ascension sur les reliefs telliens, générant une condensation et des précipitations plus abondantes.

Dans ce contexte, les stations côtières de faible altitude (Jijel, Skikda, Annaba, Dar El Beida) enregistrent des précipitations élevées (>600 mm/an), malgré une altitude inférieure à 20 m. À l'inverse, les régions situées plus au sud, à altitude similaire ou supérieure (M'Sila, Bou Saâda, El Bayadh), présentent des totaux pluviométriques très faibles (<200 mm/an), en raison de leur éloignement des sources d'humidité et de l'influence des régimes subsidents continentaux.

Ces observations confirment que l'altitude ne peut être considérée comme un facteur prédictif unique, mais doit être intégrée dans une lecture plus globale du système climatique, prenant en compte la latitude, la distance à la mer, l'orientation des versants, ainsi que la dynamique atmosphérique régionale.

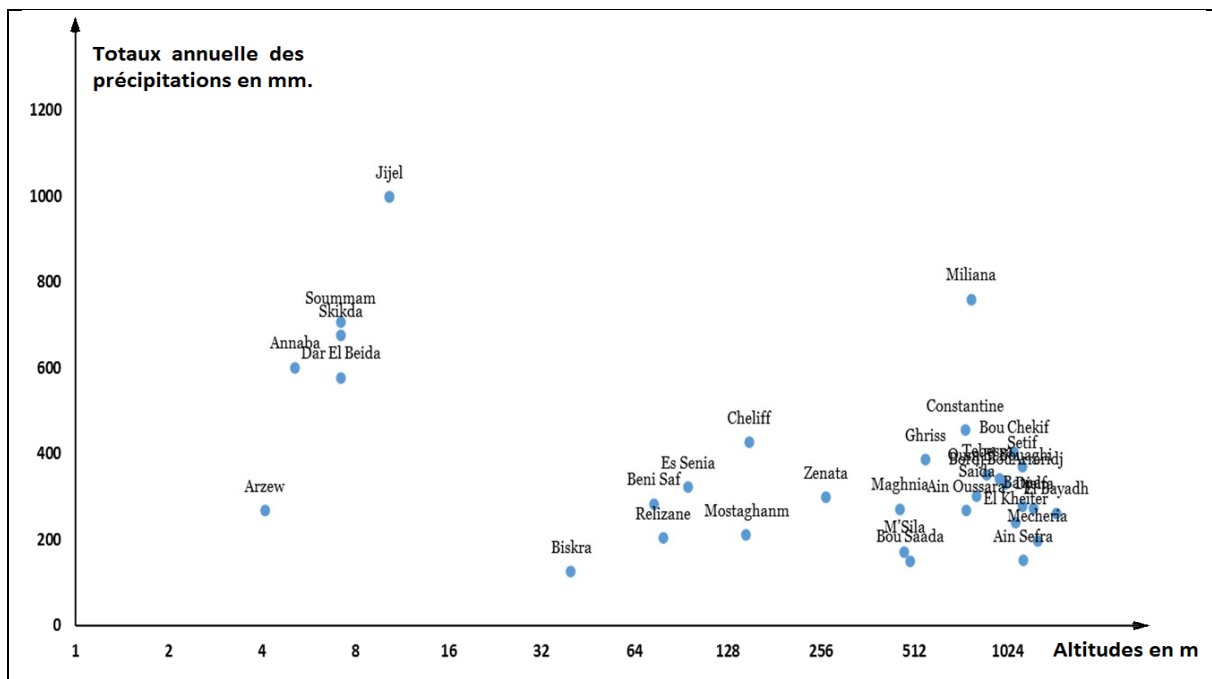


Figure II.6. Corrélation entre les précipitations annuelles et l'altitude

L'évolution des précipitations au cours des dernières décennies (**Fig. II.7a**) montre une forte variabilité interannuelle, alternant des périodes humides et sèches. Parmi les épisodes marquants, la sécheresse prolongée entre le milieu des années 1970 et le début des années 2000 constitue une phase critique, avec des déficits pluviométriques estimés entre 16 % et 36 % selon les régions. Cette période a affecté de manière durable les ressources en eau, l'agriculture et la recharge des nappes.

L'analyse des séries chronologiques des stations d'Oran, Tiaret et Batna (**Fig. II. 7a, c, d**) confirme la présence de ruptures statistiques significatives, identifiées notamment autour de la moitié des années 1970. Ces discontinuités marquent une transition brutale d'une période humide à une période durablement sèche, traduisant une modification du régime pluviométrique régional. Plusieurs auteurs (Meddi & Hubert, 2003 ; Medjerab, 2005 ; Ghenim & Megnounif, 2013 ; Bouzid, 2014 ; Taibi, 2016 ; Otmane, 2019 ; Drouiche *et al.*, 2019 ; Bougara *et al.*, 2020 ; Meddi *et al.*, 2024) ont confirmé ces ruptures par des méthodes statistiques telles que l'analyse de ruptures de moyenne (tests de Pettitt, Hubert, ou segmentation de séries chronologiques).

Par ailleurs, la tendance actuelle laisse apparaître une diminution progressive du cumul annuel moyen, accompagnée d'une intensification de la fréquence des événements extrêmes, tant en excès qu'en déficit. Ce double signal – baisse de la moyenne et augmentation de la variabilité – confirme la vulnérabilité croissante du pays face aux changements climatiques.

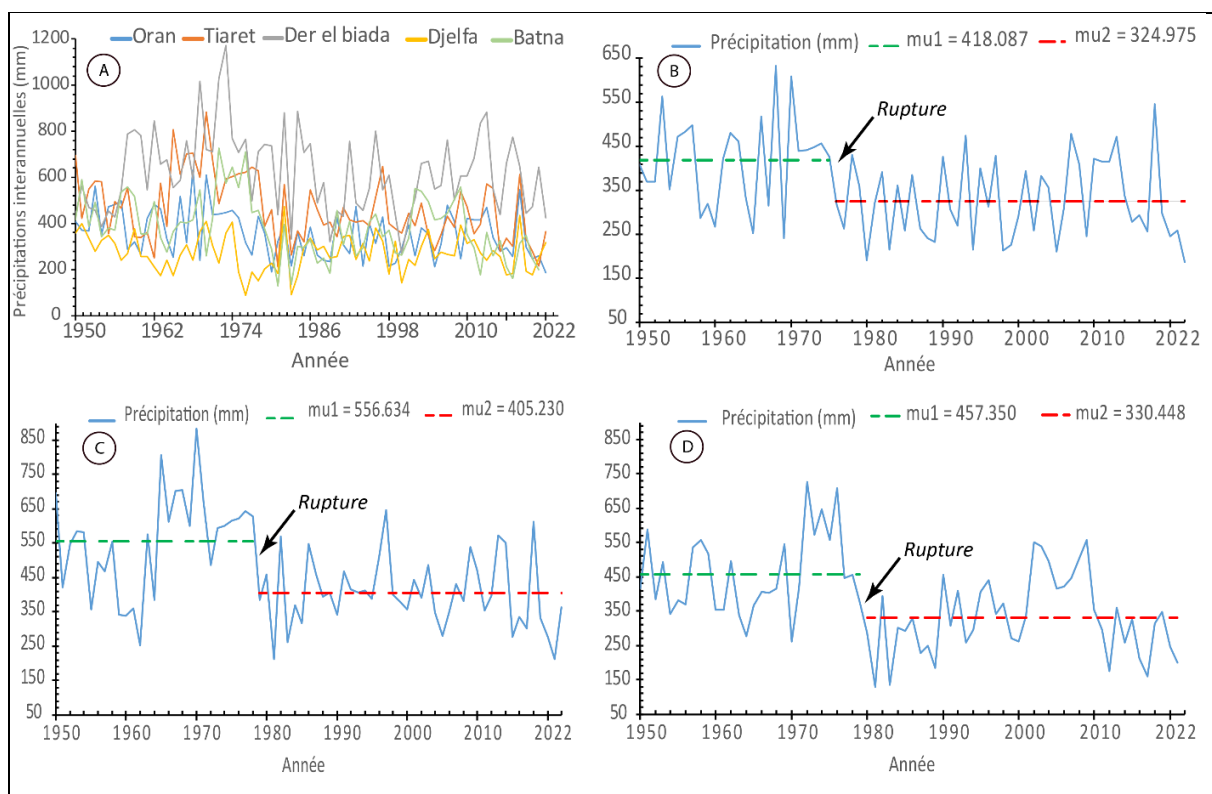


Figure II.7. Fluctuation de précipitations durant de la période 1950-2022 : (A) précipitations interannuelles ; Rupture des données de précipitations annuelles : (B) Série de la station d'Oran ; (C) Série de la station de Tiaret ; (D) Série de la station de Batna

### 2.3.1. Variabilité pluviométrique interannuelle

La variabilité interannuelle des précipitations en Algérie montre des fluctuations spatiotemporelles nettes (**Fig. II 8**), influencées à la fois par les conditions climatiques générales et par les caractéristiques géographiques locales. Ces variations s'expriment principalement selon deux gradients : d'est en ouest et du nord vers le sud, jouant un rôle déterminant dans les dynamiques hydrologiques régionales et la gestion durable des ressources en eau (Mebarki, 1982 ; Meddi & Hubert, 2003 ; Medjerab, 2005 ; Ghenim & Megnounif, 2013 ; Bouzid, 2014 ; Taibi, 2016 ; Otmane, 2019 ; Drouiche *et al.*, 2019 ; Meddi *et al.*, 2024).

Les régimes pluviométriques observés alternent entre années excédentaires, où les cumuls de précipitations dépassent les moyennes saisonnières — phénomène surtout marqué dans le nord-est du pays —, et années déficitaires, caractérisées par des épisodes de sécheresse sévères, notamment dans la région ouest, à partir de la seconde moitié des années 1970.

Dans le sud algérien, les précipitations interannuelles restent structurellement faibles, ne dépassant généralement pas 250mm par an, confirmant l'aridité structurelle de ces zones (**Fig. II. 8**).

L'analyse des données sur la période 1981-2022 révèle que l'Algérie peut être subdivisée en six grandes régions climatiques, différenciées par la quantité de précipitations reçues chaque année. La tendance générale indique une diminution progressive des précipitations du nord vers le sud, ce qui accentue les contraintes pour l'agriculture, la gestion de l'eau et l'aménagement du territoire, notamment dans les zones intérieures et sahariennes.

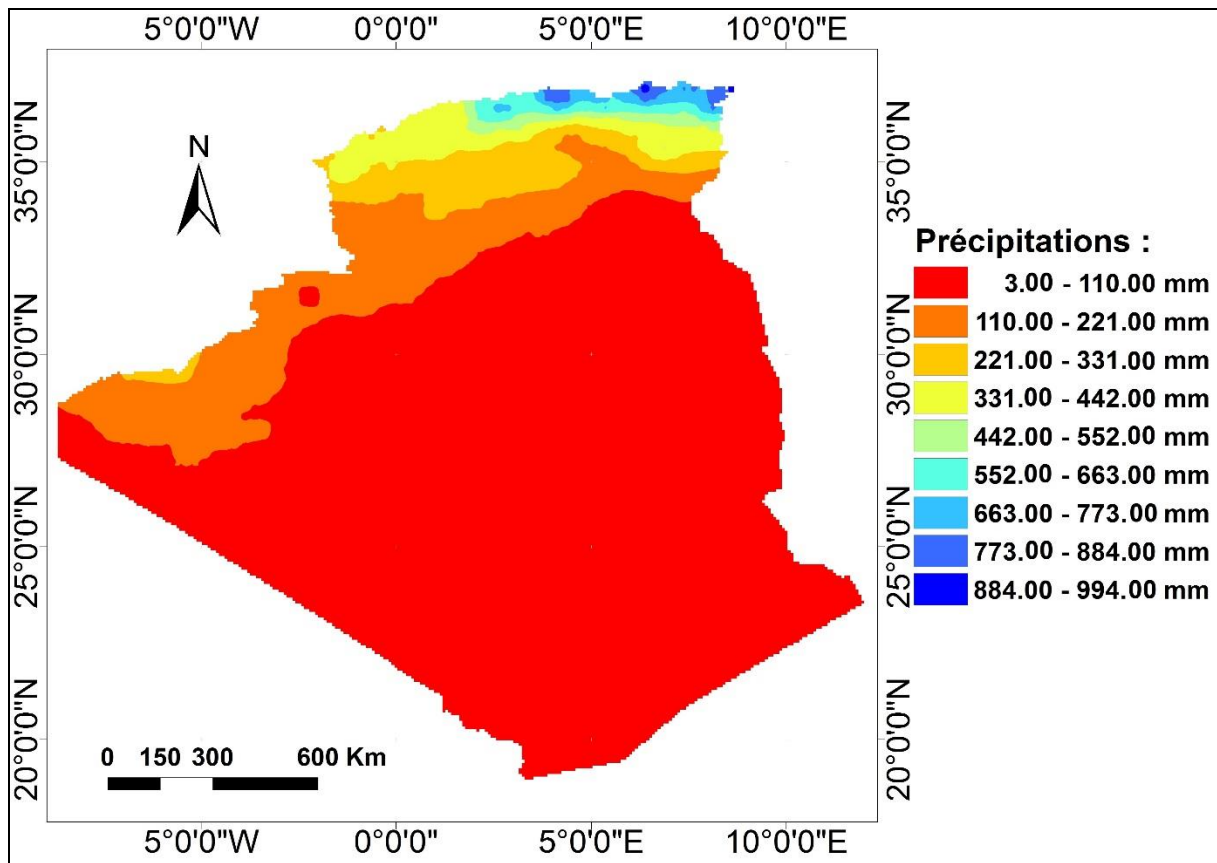


Figure II.8. Répartition spatiale de précipitations interannuelles en Algérie durant la période 1981-2022

### 2.3.2. Variabilité pluviométrique décennale

La variabilité des précipitations à l'échelle décennale en Algérie met en évidence des contrastes spatiaux importants, principalement influencés par des facteurs géographiques (latitude, altitude, éloignement de la mer) et climatiques (circulations atmosphériques, pression, humidité). Le facteur le plus déterminant reste le gradient latitudinal nord-sud, qui conditionne la distribution des précipitations sur l'ensemble du territoire.

Les régions côtières du nord bénéficient généralement de précipitations plus abondantes et régulières, en raison de l'influence directe de la mer Méditerranée et des reliefs favorables à la condensation orographique. À l'inverse, les zones sahariennes du sud reçoivent très peu de précipitations, souvent inférieures à 100 mm par an, témoignant de conditions arides à hyper-arides (Meddi & Meddi, 1998 ; Medjerab, 2005 ; Meddi & Meddi, 2014 ; Bachir *et al.*, 2016). Outre la latitude, d'autres paramètres tels que la longitude (influant sur la distance à l'océan Atlantique), l'altitude (effets orographiques locaux), ainsi que les grandes tendances climatiques globales (oscillations nord-atlantiques, ENSO, etc.), contribuent à la complexité du

régime pluviométrique algérien. Cette complexité se traduit par une répartition hétérogène des précipitations, à la fois dans l'espace et dans le temps.

Les données récentes (voir **Fig. II. 9**) confirment des changements sensibles dans les régimes de précipitations au cours des dernières décennies. En particulier, une tendance à la baisse des précipitations est observée dans plusieurs régions du nord du pays, notamment depuis la fin des années 1970. Ce recul est souvent attribué à l'intensification du réchauffement climatique, qui modifie les schémas de circulation atmosphérique et favorise des périodes prolongées de sécheresse.

Ces observations soulignent l'importance d'une gestion proactive et durable des ressources en eau, intégrant les incertitudes climatiques futures. L'adaptation des politiques hydriques aux dynamiques décennales de la pluviométrie devient une priorité stratégique, notamment pour les secteurs agricoles, l'approvisionnement en eau potable et la préservation des écosystèmes vulnérables.

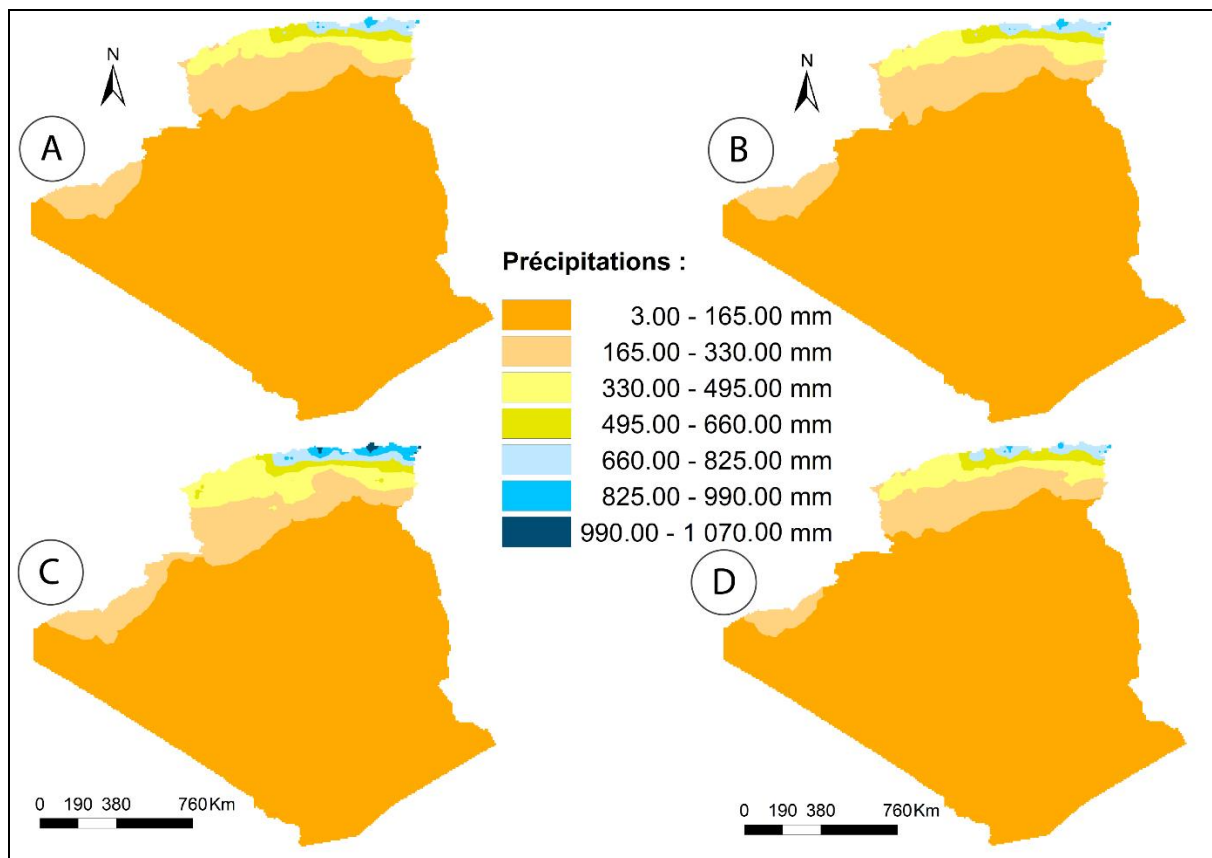


Figure II.9. Répartition spatiale de précipitations décennales en Algérie durant de la période 1981-2022 : (A) Décennie 1983-1992 ; (B) Décennie 1993- 2002 ; (C) Décennie 2003-2012 ; (D) Décennie 2013-2022

### 2.3.3. Variabilité pluviométrique mensuelle

La variabilité des précipitations mensuelles en Algérie présente à la fois une diversité marquée dans l'espace et une dynamique significative dans le temps. Cette distribution irrégulière s'explique principalement par les effets conjugués de la latitude, de l'altitude, de la proximité de la mer Méditerranée et des régimes atmosphériques dominants. Comme l'illustre **la Figure II. 10**, la quantité de précipitations diminue progressivement du nord vers le sud, ainsi que d'ouest en est, dessinant une structure spatiale influencée par les conditions géographiques et climatiques.

Les régions côtières et montagneuses du nord, fortement influencées par l'humidité méditerranéenne et les effets orographiques, reçoivent la majorité des précipitations durant les mois d'hiver. Les pics les plus marqués sont généralement enregistrés entre novembre et janvier, avec un second maximum observé en février dans l'Atlas Tellien. Dans les Hautes Plaines, ce maximum tend à se déplacer vers le printemps, traduisant un décalage saisonnier lié à la transition entre influences méditerranéennes et continentales. En revanche, les zones sahariennes reçoivent très peu de précipitations mensuelles tout au long de l'année, à l'exception du Sud-Ouest où des événements pluviométriques notables peuvent survenir ponctuellement, notamment en octobre et décembre.

Cette répartition mensuelle n'est pas uniforme sur l'ensemble du territoire. En effet, il existe un régime pluviométrique contradictoire : une région peut connaître une diminution des précipitations durant une période donnée, alors qu'une autre enregistre simultanément une hausse. Cette variabilité paradoxale souligne la complexité des dynamiques atmosphériques et l'influence locale de facteurs topographiques, hydrologiques et climatiques. Plusieurs études ont mis en évidence ces contrastes, insistant sur l'importance d'analyses régionales pour mieux comprendre les mécanismes en jeu (Medjerab, 2005 ; Meddi & Meddi, 2014 ; Bachir *et al.*, 2016 ; Bessaklia *et al.*, 2018 ; Mrad *et al.*, 2018 ; Elouissi *et al.*, 2017 ; Bouklikha *et al.*, 2021 ; Benzater *et al.*, 2021).

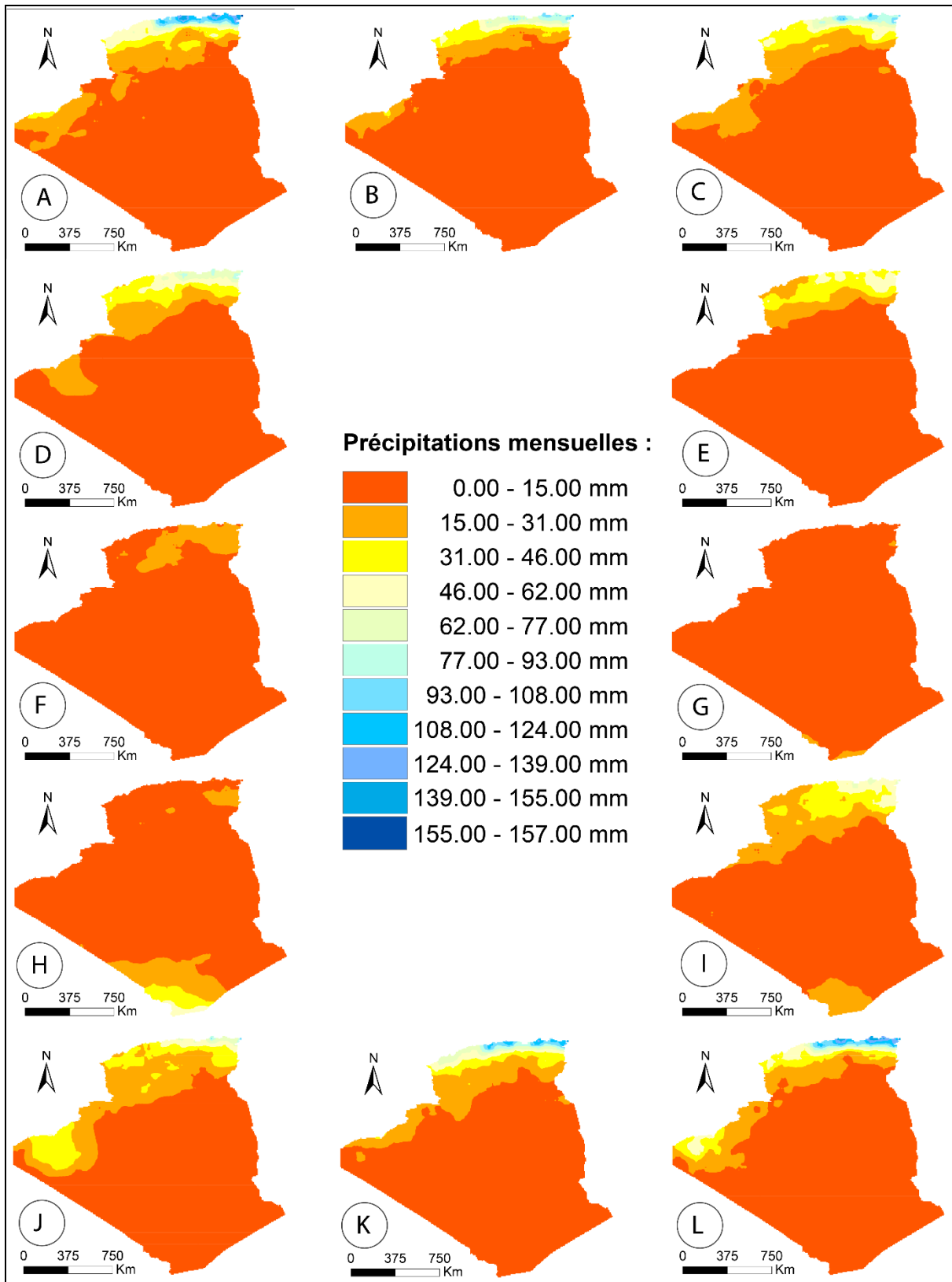


Figure II.10. Répartition spatiale de précipitations mensuelles en Algérie durant de la période 1981-2022 : (A) Janvier ; (B) Février ; (C) Mars ; (D) Avril ; (E) Mai ; (F) Juin ; (G) Juillet ; (H) Août ; (I) Septembre ; (J) Octobre ; (K) Novembre ; (L) Décembre

#### 2.3.4. Variabilité pluviométrique saisonnière

La variabilité saisonnière des précipitations en Algérie est une composante essentielle du climat du pays, fortement influencée par les dynamiques atmosphériques régionales et les caractéristiques géographiques locales. Depuis le début du XXe siècle, plusieurs chercheurs se sont intéressés à cette question (Perret, 1935 ; Isnard, 1950 ; Dugast, 1951 ; Dubief, 1953 ; Pédelaborde & Delannoy, 1958 ; Furnestin & Allain, 1960), en soulignant les contrastes marqués entre les différentes saisons et régions.

Globalement, les zones côtières de l'Algérie bénéficient d'un régime pluviométrique dominé par les précipitations automnales et hivernales. Ces saisons y représentent la période la plus humide de l'année, en lien avec l'influence directe des perturbations atlantiques pénétrant en Méditerranée via le détroit de Gibraltar. Ces perturbations suivent un axe ouest-est, apportant des masses d'air humides et instables. Dans les zones intérieures, notamment les Hautes Plaines et les reliefs de l'Atlas, les précipitations de printemps prennent une importance accrue, en raison des contrastes thermiques et des effets orographiques.

En revanche, dans les régions sahariennes, la situation est très différente. Les précipitations saisonnières sont faibles et irrégulières, souvent influencées par les systèmes de convection liés aux perturbations saharo-soudaniennes. Ces phénomènes, notamment la mousson soudanaise en été, peuvent ponctuellement apporter de la pluie dans le sud, en particulier dans les zones du Sud-Est, comme le suggère **la Figure II.11**.

Les analyses récentes confirment cette diversité spatiale et mettent en évidence l'impact croissant du changement climatique sur les régimes saisonniers (Medjerab, 2005 ; Medjerab & Henia, 2011 ; Bessaklia *et al.*, 2018 ; Mrad *et al.*, 2018). Les données montrent une tendance générale à la baisse des précipitations, plus marquée au printemps et en hiver, particulièrement dans le nord du pays (Mrad *et al.*, 2018 ; Achite & Caloiero, 2021 ; Bouklikha *et al.*, 2021). À l'inverse, certaines zones, notamment dans le sud-est, enregistrent de légères hausses des précipitations estivales et automnales, traduisant des dynamiques climatiques différenciées selon les régions (Achite & Caloiero, 2021).

Il est important de noter que cette tendance globale à la baisse ne s'applique pas uniformément à tout le territoire. Certaines régions, comme l'Extrême-Sud ou les zones de transition saharo-sahéliennes, connaissent des épisodes de renforcement des précipitations saisonnières. Ces fluctuations à la hausse, bien que localisées, peuvent représenter des opportunités pour le développement agricole ou la recharge des nappes phréatiques (Mrad *et al.*, 2018 ; Bougara *et*

*al.*, 2020 ; Zerouali *et al.*, 2022). Elles révèlent également la complexité des interactions entre le changement climatique global et les spécificités hydrologiques régionales, ce qui renforce la nécessité d'une analyse à l'échelle fine pour une gestion durable des ressources en eau.

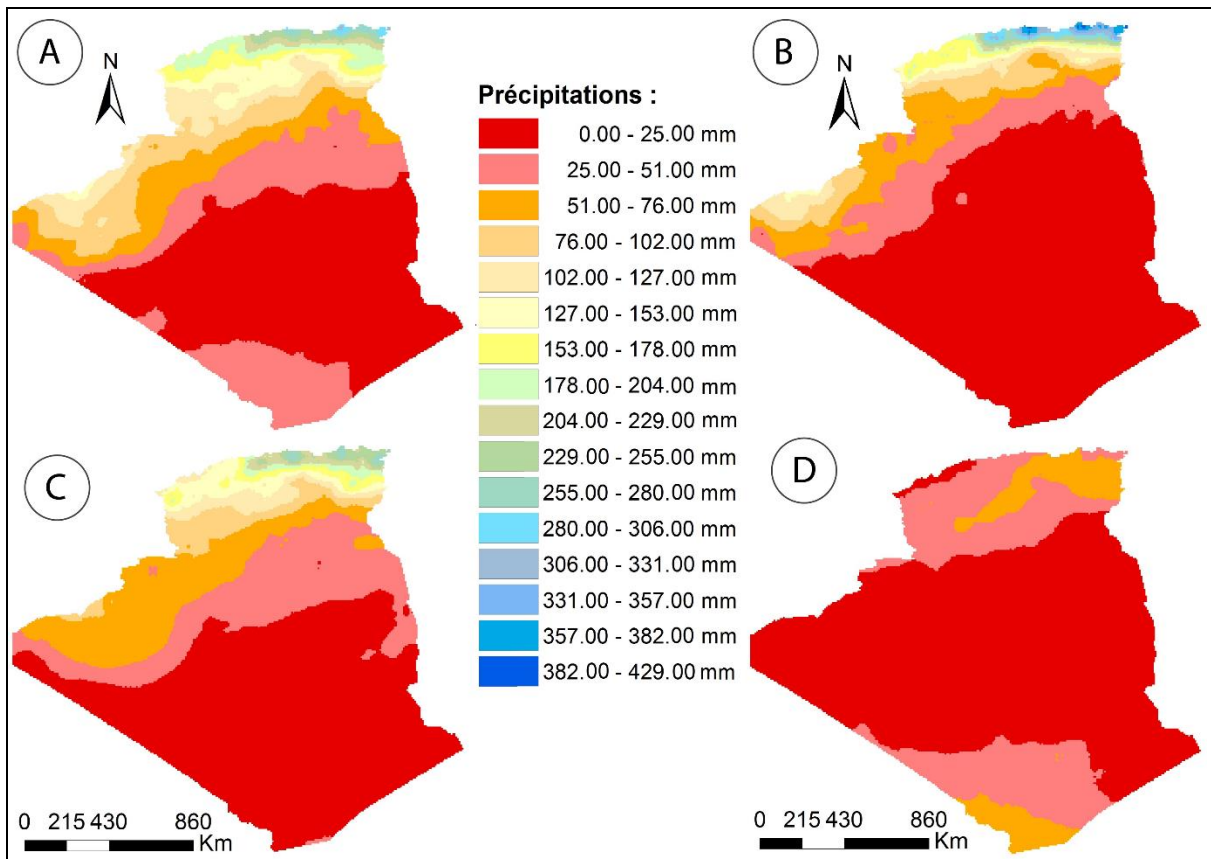


Figure II.11. Répartition spatiale de précipitations saisonnière en Algérie durant de la période 1981-2022 : (A)Automne ; (B)Hiver ; (C)Printemps ; (D) Eté

### III. Hydrologie et hydrogéologie

#### 3.1. Contexte Hydrologique de l'Algérie

L'Algérie se distingue par un cadre géographique varié, où les massifs du Tassili et du Hoggar, au sud, et ceux de l'Atlas tellien, des hauts plateaux et de l'Atlas saharien, au nord, forment des éléments naturels d'une grande importance. Ces reliefs agissent comme des barrières qui modulent la répartition des précipitations et influent sur la diversité climatique des différentes régions du pays. Les montagnes qui constituent ces massifs jouent un rôle essentiel dans la structuration du réseau hydrographique national, en délimitant les unités hydrologiques et les bassins versants de l'Algérie, comme la montre **la Figure II. 12**.

L'Algérie est ainsi divisée en plusieurs bassins hydrographiques, chacun présentant des caractéristiques uniques en matière de ressources en eau, tant superficielles que souterraines. Ces bassins sont regroupés en cinq unités principales, illustrées dans **la Figure II. 12** : Oranie-Chott Chergui, Chélif-Zahrez, Algérois-Hodna-Soummam, Constantinois-Seybousse-Mellegue, et l'unité du Sahara.

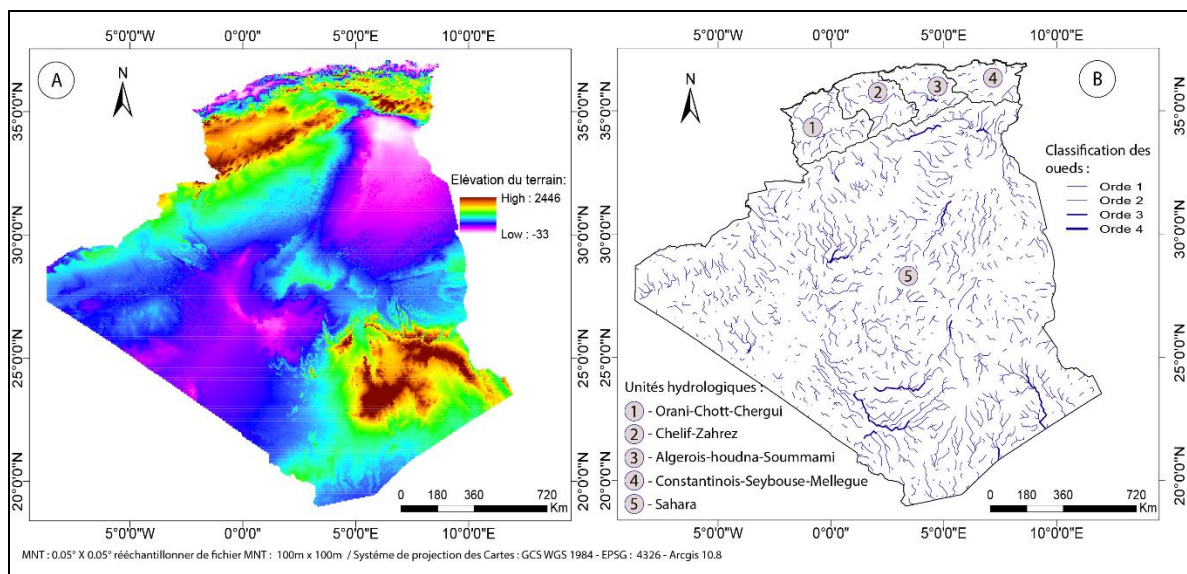


Figure II.12. Contexte géographique et hydrologique de l'Algérie : (A) Carte d'élévation de terrain ; (B) carte hydrographique (Oueds) ((source : Développement personnel basé sur les données SRTM de la NASA (Résolution de 100m) : <https://terrain.ardupilot.org/>)

La région hydrographique nord, qui bénéficie de précipitations relativement abondantes, représente un secteur clé pour l'approvisionnement en eau. Elle couvre une superficie de 225 175 km<sup>2</sup>, soit 10 % de la surface totale du pays, comme indiqué dans **la Figure II. 13**. En revanche, les 90 % restants du territoire, situés dans la vaste région saharienne, sont caractérisés

par des précipitations faibles et une dépendance quasi exclusive sur les ressources en eau souterraine pour la consommation domestique et l'irrigation.

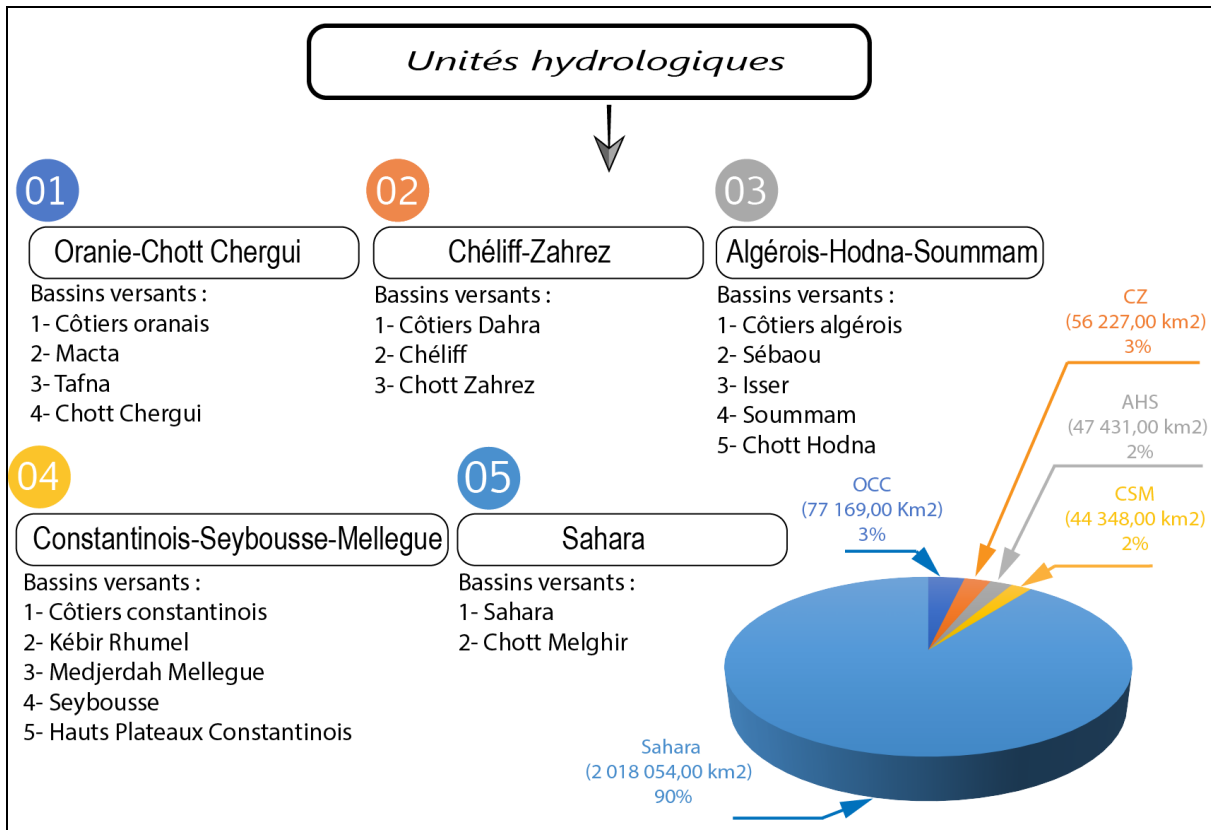


Figure II.13. Distribution des bassins versant sur les unités hydrologiques en résumant la superficie totale

L'Algérie a consenti d'importants investissements dans le domaine de la mobilisation et de la gestion des ressources en eau à travers la construction de barrages. Le nombre de ces infrastructures est passé de 48 en l'an 2000, pour une capacité de stockage cumulée de 4 351,85 millions de mètres cubes, à 81 barrages en 2024, atteignant ainsi une capacité globale de 9 279,76 millions de mètres cubes (Frenken, 2005 ; ANBT, 2024).

La répartition spatiale des barrages en Algérie reflète étroitement la distribution géographique des précipitations. En effet, 47 % des barrages sont situés dans la partie nord-est du pays, région qui reçoit les plus importantes quantités de précipitations annuelles (**Fig. II. 14**)(Annexe 1).

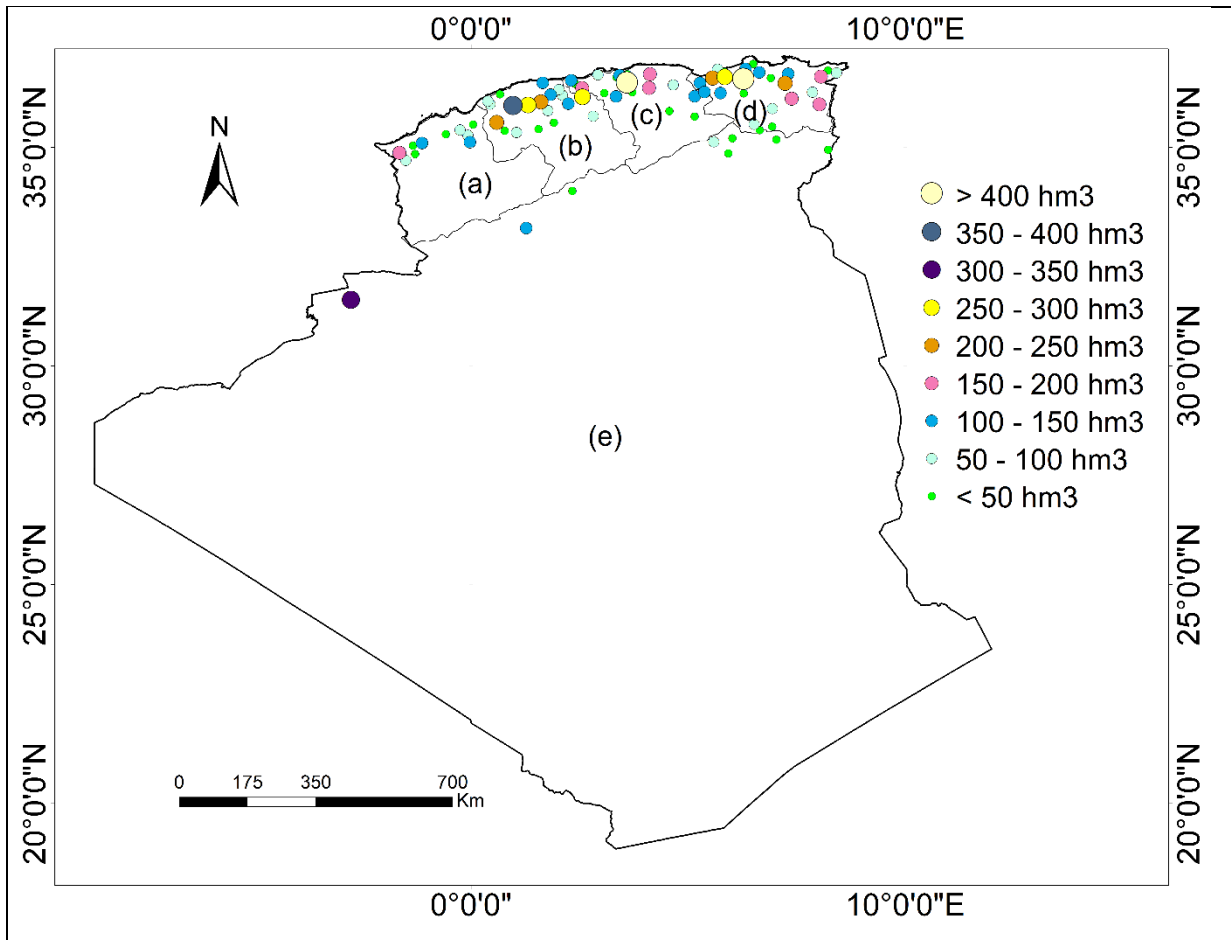


Figure II.14. Répartition spatiale des barrages sur la territoire Algérienne : (A) Oranie-Chott-Chergui ; (B) Chélif-Zahrez ; (C) Algérois-Hodna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybousse-Mellegue ; (E) Sahara (source : Développement personnel basé sur des données fournis par l'agence nationale des barrages et de transfert (ANBT) 2024)

La capacité totale de stockage des barrages à l'échelle des cinq grands bassins hydrographiques est estimée à environ 9 km<sup>3</sup> (**Tableau II. 1**). Cependant, cette capacité est soumise à une diminution progressive due à l'envasement des retenues. Une réduction d'environ 25 % de la capacité totale avait déjà été estimée en 2000 (Frenken, 2005).

Plusieurs études ont été menées — et sont toujours en cours — pour mieux comprendre les processus d'envasement des barrages en Algérie. Ces travaux sont essentiels à la modélisation de la durabilité et de la gestion à long terme des barrages (Bouanani, 2004 ; Bekhti *et al.*, 2012 ; Hallouz *et al.*, 2018 ; Remini & Mokeddem, 2018 ; Hadidi *et al.*, 2023 ; Sidi Adda *et al.*, 2024). L'envasement est généralement influencé par les caractéristiques morphométriques des bassins versants, l'intensité des précipitations, ainsi que par la dégradation de l'occupation du sol. En conséquence, les taux d'envasement varient considérablement d'un barrage à un autre.

Tableau II.1. Capacité des barrages par unité hydrologiques

HYDROLOGIQUE	Capacité en 2024 en M. m <sup>3</sup>	Nbr de Barrages	Irrigation	
			Nbr de barrages	% du volume régularisé
Oranie-Chott-Chergui	683.86	10	7	70.00
Chélif-Zahrez	2458.88	20	18	90.00
Algérois-Hodna-Soummam	2110.96	18	12	66.67
Constantinois-Seybousse- Mellegue	3261.80	24	19	79.17
Sahara	719.26	8	7	87.50
<b>Totale</b>	<b>9234.76</b>	<b>80</b>	<b>63</b>	<b>78.75</b>

### 3.2. Contexte hydrogéologique de l'Algérie

L'Algérie présente une diversité géologique remarquable, avec des formations qui s'étendent du Précambrien au Quaternaire (**Fig. II. 15**). Le nord du pays est principalement composé de formations sédimentaires d'âge mésozoïque, notamment Jurassique et Crétacé, ainsi que de formations cénozoïques liées aux bassins côtiers et aux chaînes montagneuses de l'Atlas tellien et saharien. Le sud est dominé par des terrains précambriens et paléozoïques, le socle précambrien constituant le craton saharien. Des unités datant du Dévonien, du Carbonifère, du Trias et du Jurassique sont également présentes localement dans certaines zones sahariennes, traduisant une évolution paléogéographique complexe. Des formations volcaniques cénozoïques, bien que localisées, témoignent d'une activité magmatique ancienne, tandis que les dépôts quaternaires sont associés aux plaines alluviales, aux zones de recharge des nappes et aux formations superficielles récentes.

Le niveau piézométrique est fortement influencé par la nature des nappes (phréatiques ou profondes) et par les variations recharge/décharge. La carte de répartition piézométrique (**Fig. II. 15b**) montre que dans le nord, la profondeur des nappes est généralement inférieure à 100 m, alors que dans les zones désertiques, près de 49,85 % du territoire présentent des nappes

situées à plus de 250 m de profondeur. La dynamique d'écoulement et de stockage des eaux souterraines repose sur la nature poreuse, fissurée ou karstique des terrains. Environ 12,90 % de la surface du pays présente une infiltration inférieure à 10 m/j, surtout dans le nord (selon les données fournis par IAH et BGS (Dochartaigh, 2021)), tandis que dans les régions sahariennes, notamment l'erg oriental et le centre du Sahara, les taux d'infiltration peuvent être jusqu'à cinq fois supérieurs. L'infiltration est toutefois très faible dans les régions montagneuses du Tassili et du Hoggar (**Fig. II. 15c**). La productivité des nappes est également variable : environ 48,95 % de la surface nationale est occupée par des nappes ayant un débit supérieur à 20 l/s, notamment la nappe du Continental Intercalaire, la nappe du Complexe Terminal et certaines nappes du nord (**Fig. II. 15d**).

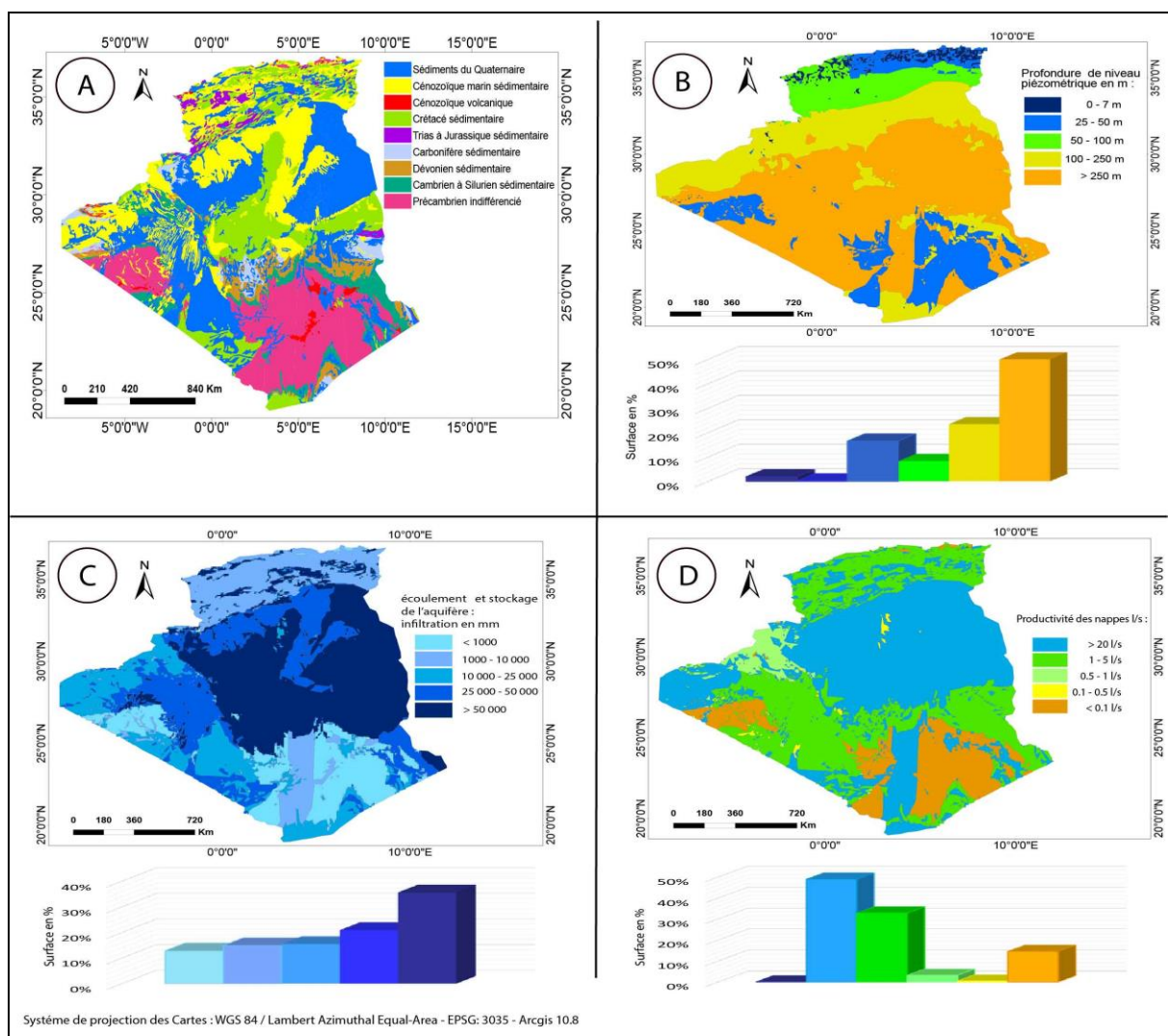


Figure II.15. Contexte géologique et hydrogéologique générale de l'Algérie : (A) Carte géologique 1 : 2 000 000 ; (B) Carte de profondeur de niveau piézométrique ; (C) Carte de stockage des aquifères ; (D) carte de productivité des nappes (Source : Développement personnel en utilisant ArcGIS 10.8 et les données (fichier ASCII) fournis par IAH et BGS, 2021)

L'Algérie présente une grande diversité hydrogéologique, caractérisée par la présence de différents types de réservoirs souterrains, notamment les nappes libres, semi-captives et captives. Cette diversité résulte directement de la complexité géologique et structurale du pays. Le contexte géologique joue un rôle déterminant dans les propriétés hydrodynamiques des formations aquifères, en influençant à la fois la capacité d'emménagement des eaux souterraines et la perméabilité des milieux.

En ce qui concerne la structure interne des formations hydrogéologiques, environ 31 % de la superficie du territoire algérien est occupée par des formations meubles, caractérisées par une perméabilité primaire. Ces formations constituent généralement des aquifères à nappes libres, souvent situés dans des zones de recharge. Par ailleurs, 33 % du territoire est constitué de formations géologiques fissurées, où la perméabilité est essentiellement secondaire. Enfin, 5 % de la superficie nationale est représentée par des formations karstiques et fissurées, présentant une perméabilité à la fois secondaire et tertiaire (**Fig. II.16**).

L'hydrogéologie constitue un enjeu majeur en Algérie, où les ressources en eaux souterraines sont estimées à environ 7,5 milliards de mètres cubes par an. Parmi ce volume, environ 2,5 milliards de m<sup>3</sup>/an proviennent du nord du pays, tandis que 5 milliards de m<sup>3</sup>/an sont localisés dans les régions sahariennes (Boučekima *et al.*, 2008 ; Hamiche *et al.*, 2015 ; Kessasra & Mezerreg, 2023). Une part importante de l'approvisionnement en eau dans le Sahara — soit environ 96 % — repose sur l'exploitation des eaux fossiles issues de la nappe continentale intercalaire et de la nappe du complexe terminal.

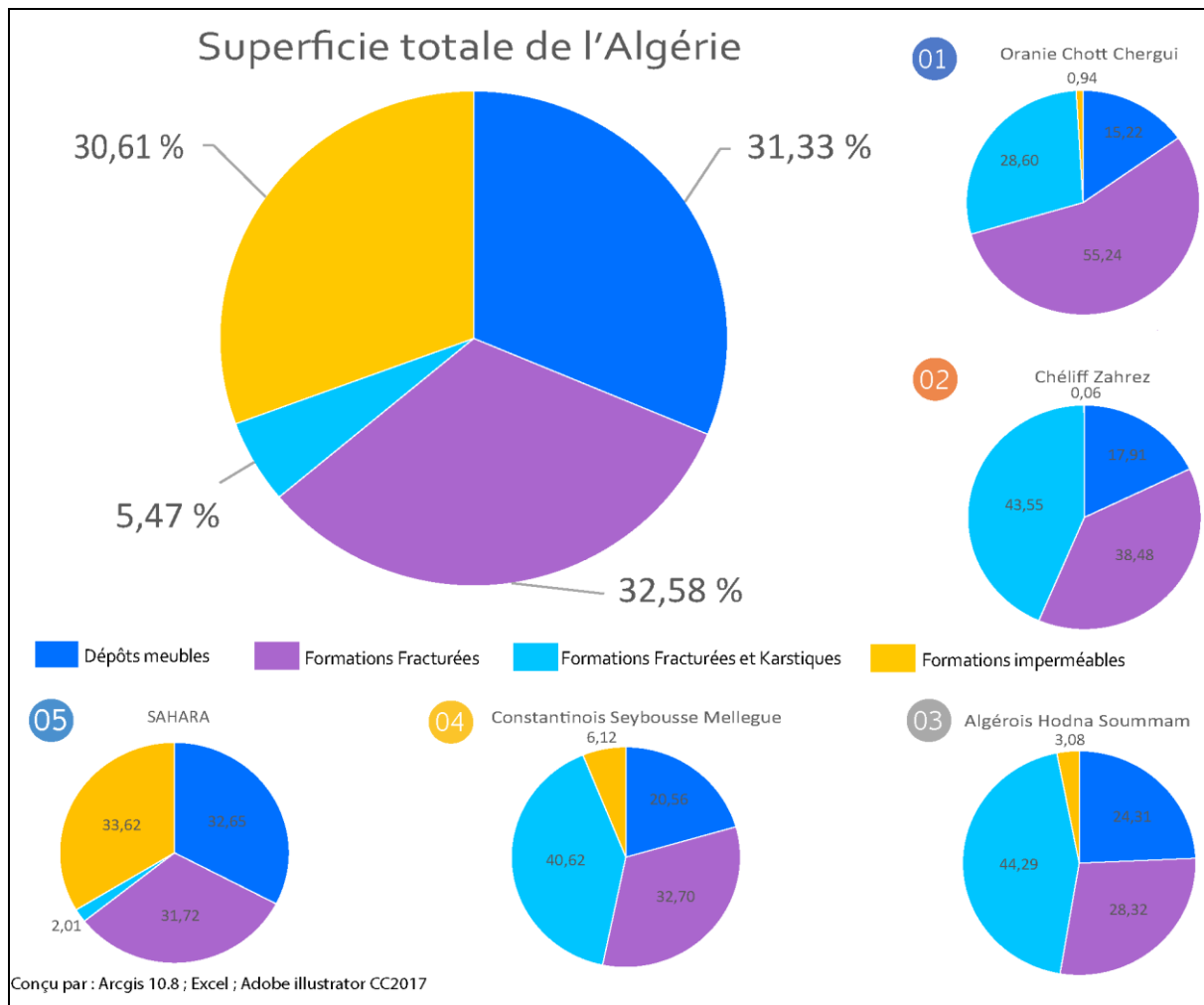


Figure II.16. Contexte hydrogéologique de l'Algérie selon les formations hydrogéologiques perméables en%

La répartition des terrains hydrogéologiques met en évidence plusieurs grandes unités structurales. L'unité Oranie-Chott-Chergui présente une association de formations poreuses, désagrégées et karstiques (**Fig. II. 17**), constituant d'importants réservoirs souterrains. Parmi les aquifères majeurs de cette unité figurent ceux de la plaine de Maghnia, de Hennaya, de Murdjajo (karstique), de M'leta, de Sidi Bel Abbès, de Ghriss, ainsi que la nappe de Chott Ech-Chergui. Ces aquifères couvrent une superficie estimée à 20 952 km<sup>2</sup>, avec un potentiel en eaux renouvelables modélisé à environ 301 millions de mètres cubes par an, en tenant compte des années sèches et humides (Hamiche *et al.*, 2015).

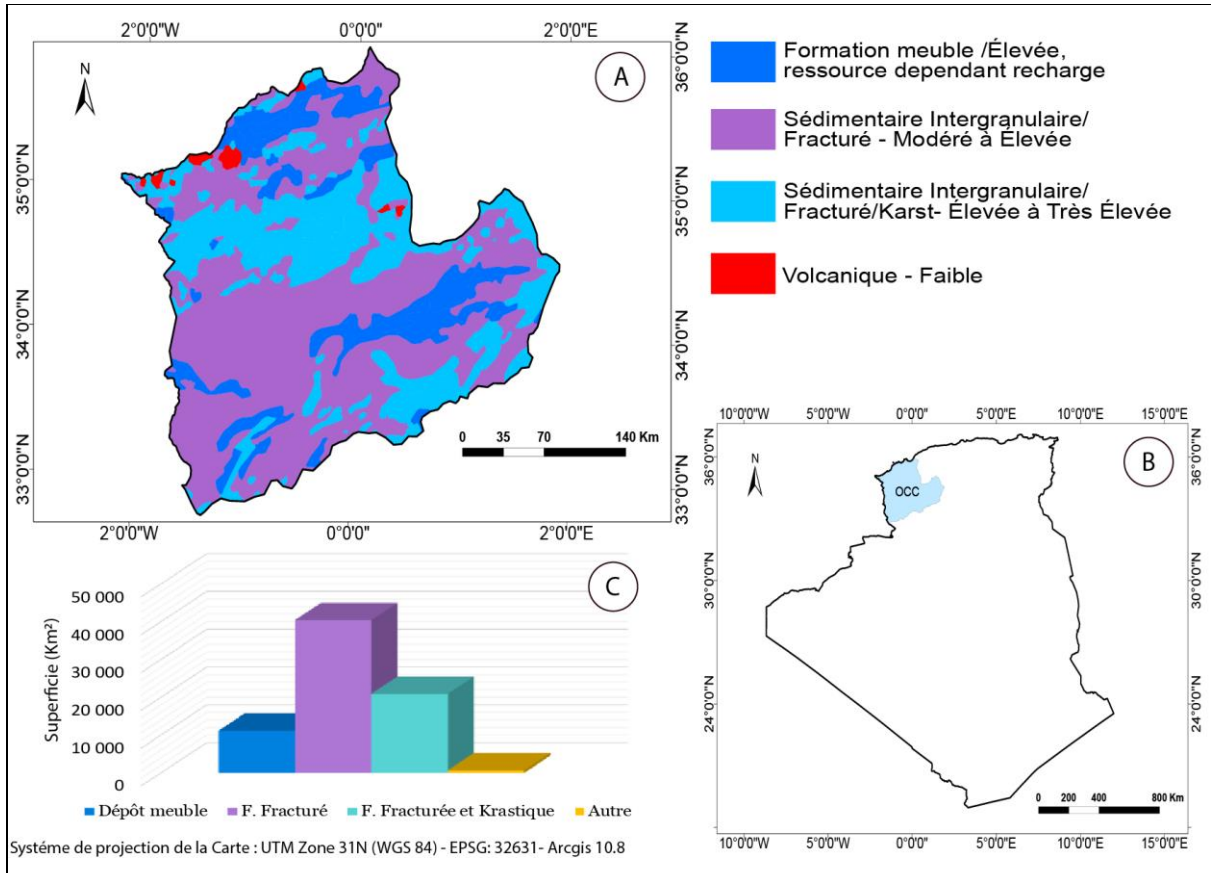


Figure II.17. Contexte hydrogéologique de Oranie-Chott Chergui : (A) Oranie-Chott Chergui ; (B) localisation géographique en Algérie ; (C) Superficie de formation hydrogéologique en Km<sup>2</sup> (source : Développement personnel en utilisant Arcgis 10.8 et les données fournis par IAH et BGS, 2021)

Dans l'unité Chélif-Zahrez, les terrains sont constitués de formations meubles, fissurées et karstiques (**Fig. II. 18**), ces dernières couvrant 44 % de la superficie totale de l'unité. Cette configuration permet le développement de nombreux aquifères, notamment dans le bassin de Mostaganem, la vallée ouest d'Abd Et-Taht de Takhmert, le bassin de Zahrez, la plaine alluviale du Chélif, le secteur calcaire de Djédiouia et Oued Fodda, ainsi que la plaine de Ksar Chellala et le Djebel Ben Hammad. Ces aquifères s'étendent sur une superficie totale de 8 742 km<sup>2</sup>, avec un potentiel modélisé à environ 219 millions de mètres cubes par an (Bentahar, 2007 ; Hamiche *et al.*, 2015).

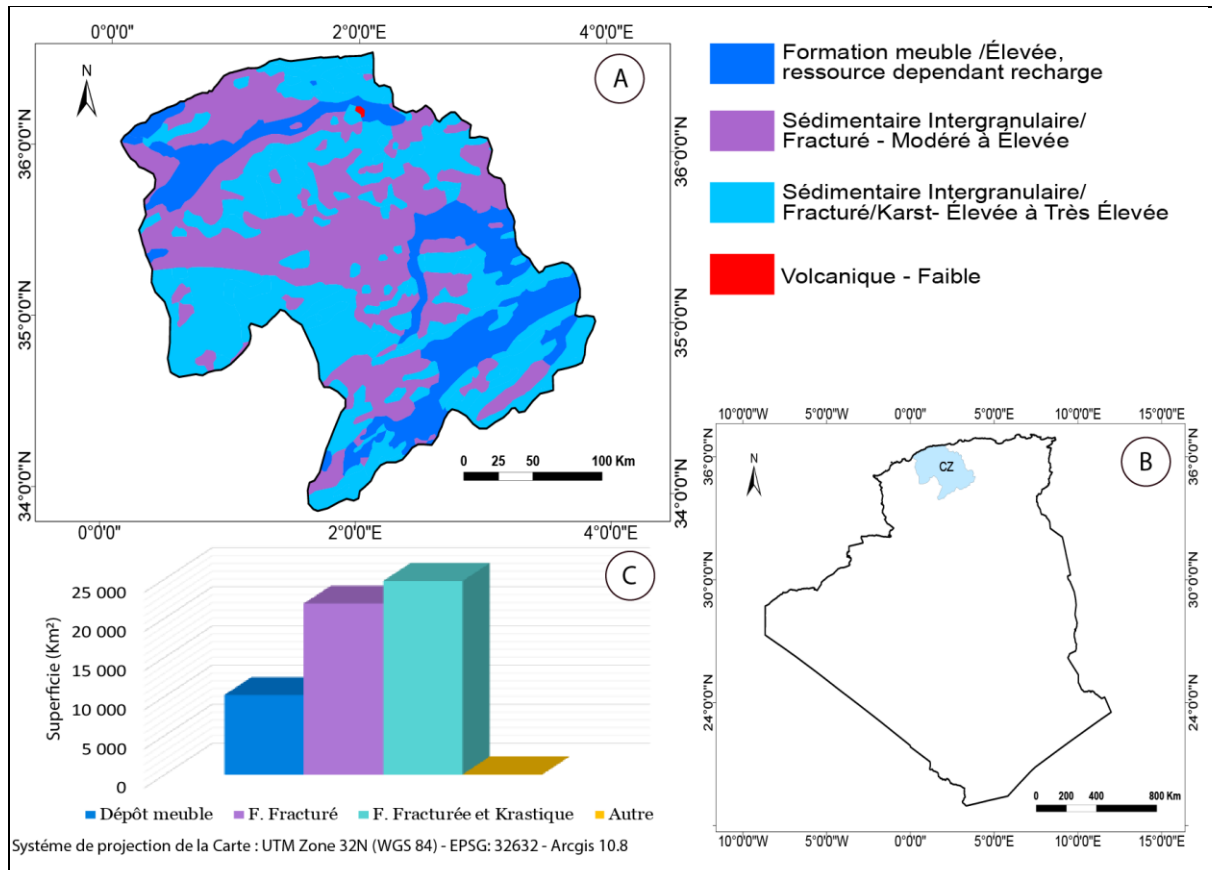


Figure II.18. Contexte hydrogéologique de Chélif-Zahrez : (A) Chélif-Zahrez ; (B) localisation géographique en Algérie ; (C) Superficie de formation hydrogéologique en Km<sup>2</sup> (source : Développement personnel en utilisant Arcgis 10.8 et les données fournis par IAH et BGS, 2021)

L'unité Algérois-Hodna-Soummam se distingue par la prédominance (47 %) de formations fissurées et karstiques (**Fig. II. 19**), qui jouent un rôle crucial dans la recharge des nappes phréatiques. Parmi les principaux aquifères figurent ceux de la plaine du Soummam, du chott Hodna, de la plaine de la Mitidja, du bassin karstique de Chéria, de la plaine gréseuse d'Aïn Ouassara, des vallées du Sébaou et de l'Isser, ainsi que les aquifères alluviaux de l'Oued Agrioun et de l'Oued Mencha. Ces aquifères couvrent une superficie de 14 067 km<sup>2</sup>, avec un potentiel en eaux renouvelables estimé à environ 1 110 millions de mètres cubes par an (Kebiche, 1994 ; Maoui *et al.*, 2011 ; Laïssaoui et Mesbah, 2012 ; Kessasra *et al.*, 2014 ; Hamiche *et al.*, 2015 ; Chamekh *et al.*, 2018 ; Mouna *et al.*, 2023).



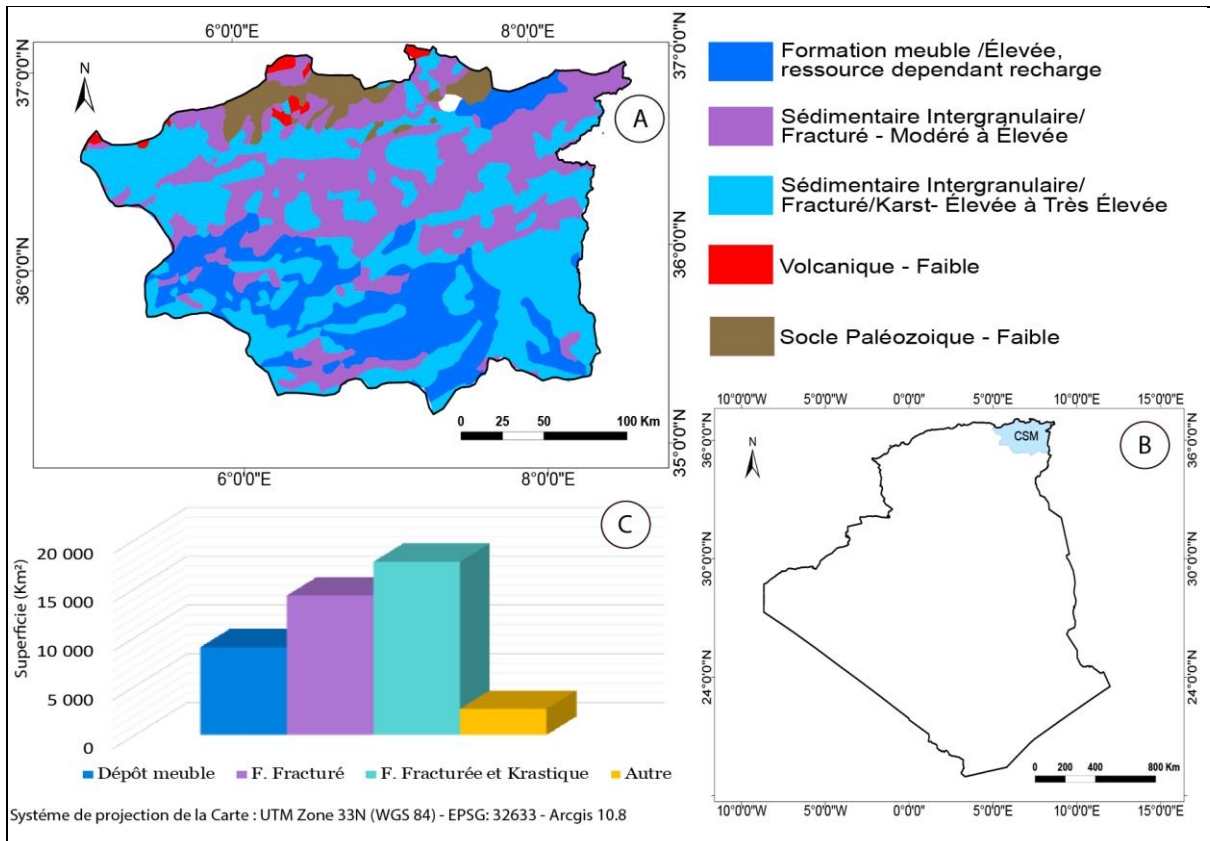


Figure II.20. Contexte hydrogéologique de Constantinois-Seybousse-Mellegue : (A) Constantinois-Seybousse-Mellegue ; (B) localisation géographique en Algérie ; (C) Superficie de formation hydrogéologique en Km<sup>2</sup> (source : Développement personnel en utilisant Arcgis 10.8 et les données fournis par IAH et BGS, 2021)

Enfin, dans l'unité saharienne, les terrains hydrogéologiques se composent de 32,65 % de formations meubles, 31,72 % de formations fissurées et 2,01 % de formations karstiques fissurées (**Fig. II. 21**). Cette unité abrite les deux grands systèmes aquifères du Sahara septentrional : la nappe du Continental Intercalaire, qui couvre environ 600 000 km<sup>2</sup>, et la nappe du Complexe Terminal, d'une superficie de 350 000 km<sup>2</sup>. La nappe du Continental Intercalaire atteint des profondeurs supérieures à 1 000 m dans les régions de Tinhert, Tadmait, Oued Righ et Oued Souf. Les eaux de ces nappes sont d'origine fossile, avec une recharge naturelle extrêmement faible depuis le sud de l'Atlas saharien, ce qui limite leur renouvellement face à l'immense capacité de stockage des aquifères (Ouali *et al.*, 2006 ; Kechiched *et al.*, 2013 ; Adil *et al.*, 2016 ; Bouselsal & Belksier, 2018).

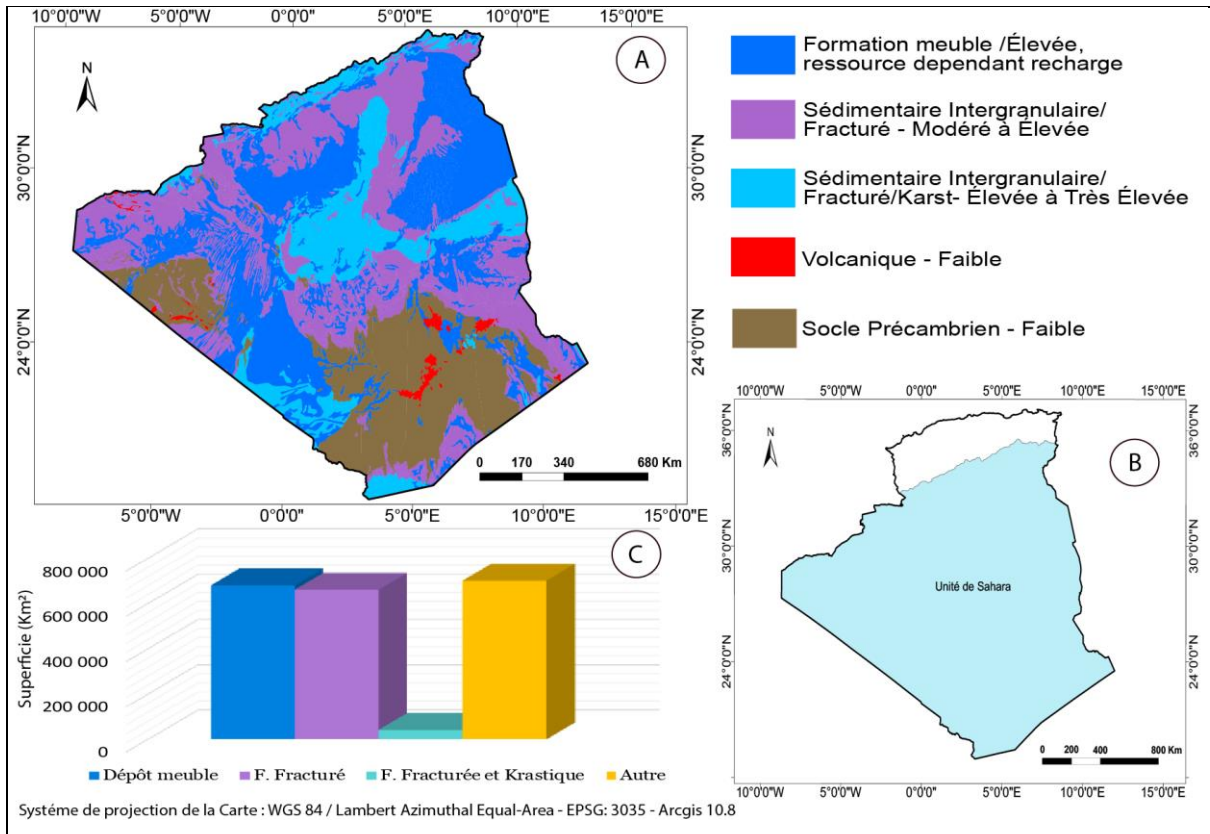


Figure II.21. Contexte hydrogéologique de Sahara : (A) Sahara ; (B) localisation géographique en Algérie ; (C) Superficie de formation hydrogéologique en Km<sup>2</sup> (source : Développement personnel en utilisant Arcgis 10.8 et les données fournis par IAH et BGS, 2021)

#### IV. Données pluviométriques disponibles

L'étude du régime pluviométrique constitue un préalable essentiel pour comprendre les dynamiques hydrologiques et climatiques, en particulier dans des régions marquées par une forte variabilité comme l'Algérie. Dans ce contexte, l'accès à des données de qualité, à la fois spatiale et temporelle, est indispensable pour analyser les tendances, modéliser les processus extrêmes et évaluer les impacts sur les ressources en eau. Ce chapitre présente les principales sources de données disponibles, tant issues des observations au sol que des produits satellitaires, ainsi que la méthodologie envisagée pour optimiser leur usage dans le cadre de ce travail.

L'Algérie bénéficie d'un réseau dense de plus de 600 stations météorologiques réparties principalement dans le nord du pays, où se concentrent les principaux bassins versants (**Fig. II. 22**). Ce réseau est placé sous la supervision de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH), tandis que l'Office National de la Météorologie (ONM) exploite environ 80 stations (ANRH, 2005 ; ONM, 2019). Ce dispositif permet de collecter des observations précieuses sur

les précipitations, variable essentielle pour l'analyse des ressources en eau et des événements hydrométéorologiques extrêmes.

Cependant, malgré cette couverture relativement dense au nord, certaines régions, notamment les zones sahariennes et montagneuses, demeurent sous-instrumentées. L'apport des données issues de l'observation satellitaire s'est donc révélé incontournable pour compléter les enregistrements au sol. Les bases de données climatiques satellitaires sont le plus souvent diffusées sous forme de données maillées (grilles régulières) (**Fig. II. 22b**) ou de fichiers raster (**Fig. II. 22d**), offrent aujourd'hui une couverture quasi mondiale et une continuité temporelle précieuse. Elles permettent d'accéder à des séries longues, homogènes et à des résolutions adaptées aux différentes échelles d'étude, ce qui est particulièrement utile dans le contexte de la surveillance climatique et de l'étude des événements extrêmes.

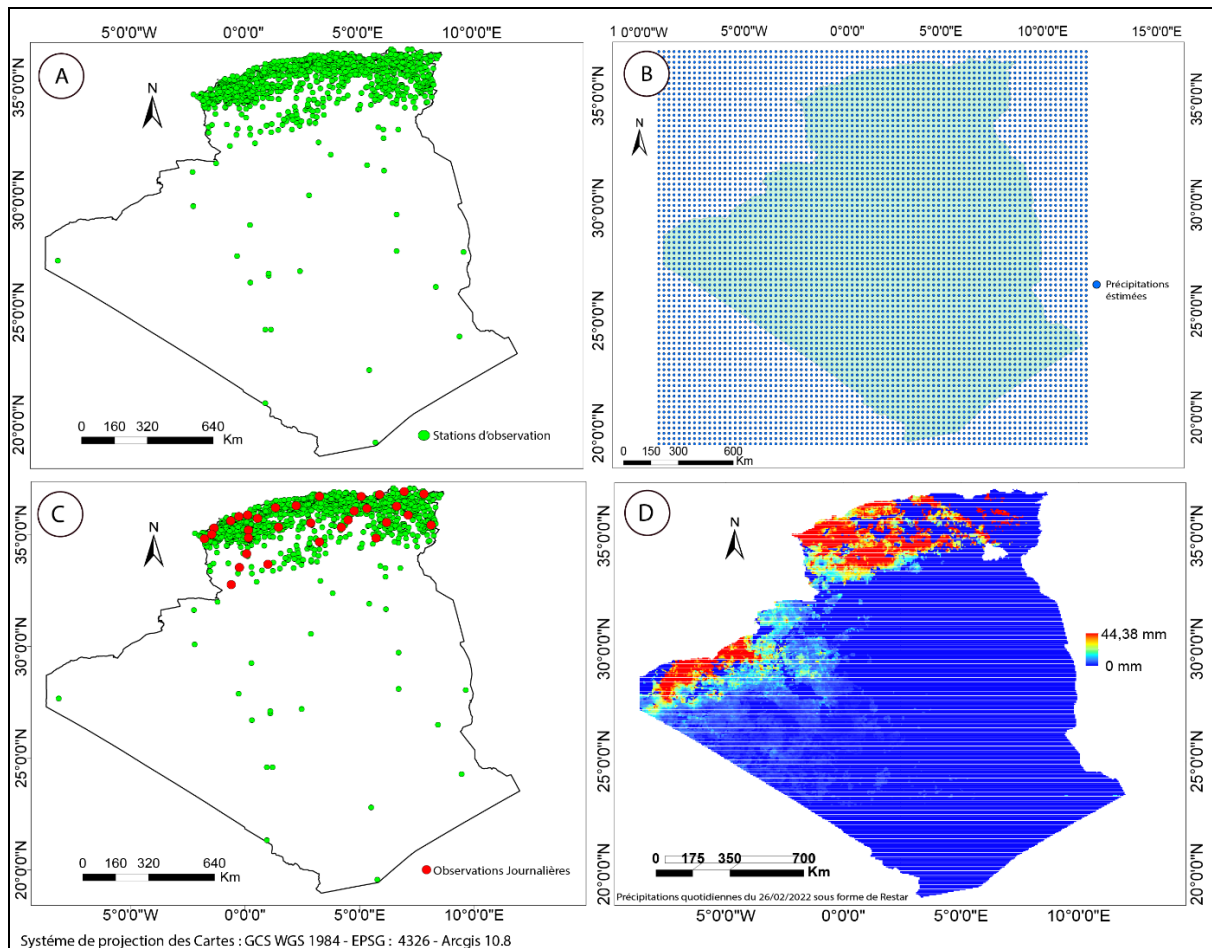


Figure II.22. Réseau de stations climatiques : (A) Distribution spatiale des stations pluviométriques in-situ ; (B) Réseau pluviométriques sous forme de grilles ; (C) précipitations journalières disponibles (1982-2022) ; (D) précipitations estimées sous forme Raster (source :

*La carte 1 : 500 000 du réseau hydroclimatologique et de la surveillance de la qualité de eaux (ANRH, 2005) ; ONM, 2019 ; CHIRPS data 0,25°x0,25°)*

**Le tableau II.2.** présente une sélection des principales sources satellitaires utilisées pour l'estimation des précipitations. Parmi elles figurent des produits tels que TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), GPM (Global Precipitation Measurement), PERSIANN (Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks), ainsi que CHIRPS (Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station data). Ces différentes bases de données se distinguent par leurs méthodes d'acquisition (infrarouge, micro-ondes, modélisation), leur résolution spatiotemporelle, ainsi que par leurs périodes de couverture.

Parmi ces produits, les données CHIRPS occupent une place centrale dans cette étude. Développé pour répondre aux besoins d'analyse climatique dans les régions à faible densité d'observations au sol, CHIRPS combine des estimations infrarouges issues de satellites et des données de stations météorologiques pour produire des séries journalières de précipitations de 1981 à nos jours, avec une résolution spatiale de 0,05° (~5 km). Grâce à sa haute résolution spatiotemporelle et à la longueur de sa série temporelle, CHIRPS se révèle particulièrement adapté aux analyses climatiques à long terme, à l'évaluation des précipitations extrêmes, à la modélisation hydrologique ainsi qu'à la gestion durable des ressources en eau.

Néanmoins, bien que CHIRPS améliore considérablement la qualité des estimations de précipitations par rapport aux sources purement satellitaires, il demeure soumis à des incertitudes, notamment dans les régions montagneuses, côtières et sahariennes, où les gradients pluviométriques locaux peuvent être mal reproduits. Il devient ainsi nécessaire de corriger et d'ajuster ces données par croisement avec des mesures au sol fiables.

*Tableau II.2. Caractéristiques des produits de précipitations quadrillés et in situ.*

Ensemble de données	Version	Résolution temporelle (Journalière)	Résolution spatiale	Références
CHIRPS	V2	1981-à nos jours	0.05°x0.05°	Funk <i>et al.</i> (2015)
GPCP-1DD	V1.2	1996 à nos jours	1°x1°	Huffman <i>et al.</i> (2001)

MERRA-2	-	1980 à nos jours	0.5°x0.5°	Gelaro <i>et al.</i> (2017), Reichle <i>et al.</i> (2017)
MSWEP	V2.2	1979 à nos jours	1°x1°	Beck <i>et al.</i> (2017, 2019)
PERSIANN	-	1983 à nos jours	0.25°x0.25°	Ashouri <i>et al.</i> (2015)
TRMM	3B42 V7	1998-2019	0.25°x0.25°	Huffman <i>et al.</i> (2007)
IMERG (GPM)	-	2014 - présent	1°x1°	Huffman <i>et al.</i> (2014,2018)
In situ	-	1982 à nos jours	-	ONM, ANRH

Dans ce contexte, le travail de thèse proposé repose sur l'amélioration de la qualité des données CHIRPS en utilisant les mesures journalières enregistrées par l'ANRH et l'ONM. Cette correction vise à réduire les biais, augmenter la précision et affiner la résolution effective des données, afin d'obtenir une base de données plus représentative des réalités pluviométriques algériennes. Cette base permettra une meilleure caractérisation des extrêmes hydrométéorologiques, une modélisation plus précise, ainsi qu'une évaluation plus fiable des impacts liés à la variabilité et au changement climatique sur les ressources en eau du pays.

Ainsi, l'intégration des observations satellitaires et des mesures in situ constitue une approche méthodologique robuste, essentielle pour renforcer la fiabilité des analyses climatiques futures, dans un contexte où la pression sur les ressources hydriques ne cesse de s'accroître. En définitive, la diversité et la complémentarité des sources de données disponibles offrent aujourd'hui une opportunité unique pour approfondir l'étude du régime pluviométrique en Algérie. Toutefois, l'exploitation optimale de ces données nécessite une attention particulière portée à leur validation, leur correction et leur intégration. La méthodologie adoptée dans cette thèse, fondée sur la combinaison de données satellitaires corrigées par les observations au sol, vise à surmonter les limitations individuelles de chaque source et à construire une base de données fiable, capable de répondre aux exigences des analyses climatiques fines et des projections hydrologiques futures.

## V. Méthodes utilisées

### 5.1. Cadre théorique de l'homogénéisation d'observations

L'homogénéisation des séries de précipitations désigne l'ensemble des processus visant à corriger les données climatiques contaminées par des modifications d'origine non climatique, telles que des ruptures artificielles qui ne traduisent pas la variabilité naturelle du climat dans une région donnée (Easterling *et al.*, 2003). Dans le contexte pluviométrique, elle assure que les données collectées sur une période déterminée soient cohérentes et comparables pour des analyses hydrologiques et climatiques fiables. Le terme d'inhomogénéités, largement utilisé dans la littérature (Beaulieu, 2009 ; Venema *et al.*, 2018 ; OMM, 2020), désigne ainsi les perturbations causées par des changements dans les réseaux d'observation, altérant la nature aléatoire attendue des séries temporelles. L'homogénéisation repose sur l'identification et la correction de ces biais pour révéler les véritables signaux climatiques, en réduisant le bruit statistique qui peut masquer ou déformer les tendances réelles (Peterson *et al.*, 2001 ; WMO, 2009). Cette démarche s'avère particulièrement importante pour étudier les extrêmes pluviométriques, comprendre les tendances climatiques et soutenir la gestion durable des ressources en eau. Sans correction des inhomogénéités, les séries de précipitations peuvent être affectées par des erreurs systématiques dues à des déplacements de stations, à des modifications instrumentales ou à des variations dans les méthodes d'observation (Brunel, 1986 ; Le Goulven *et al.*, 1988 ; Beaulieu, 2009), ce qui peut fausser les résultats d'études climatologiques et hydrologiques. Plusieurs travaux (Venema *et al.*, 2013 ; Zhang *et al.*, 2014 ; Squintu *et al.*, 2018) montrent que l'absence d'homogénéisation peut masquer des évolutions significatives et mener à des interprétations erronées du changement climatique. En pratique, l'homogénéisation s'impose ainsi comme un préalable indispensable à toute modélisation climatique ou hydrologique, notamment pour analyser l'impact du changement climatique sur les régimes de précipitations (Venema *et al.*, 2013 ; Domonkos & Coll., 2016), et pour fournir des données fiables servant de base aux décisions politiques, à la gestion des risques et à la planification des ressources en eau.

#### 5.1.1. Méthodes et approches d'homogénéisation

L'homogénéisation des séries pluviométriques repose sur diverses méthodes et approches visant à améliorer la qualité des données climatiques (Kohler, 1949 ; Alexandersson, 1986 ; Datsenko *et al.*, 2002 ; Wijngaard *et al.*, 2003 ; Aguilar *et al.*, 2003), qui peuvent être regroupées

en trois grandes catégories : méthodes graphiques, méthodes statistiques et méthodes basées sur des modèles, le choix de la méthode dépendant souvent des objectifs de l'étude et des préférences méthodologiques des chercheurs (Beaulieu *et al.*, 2007).

#### **5.1.1.1. Méthodes graphiques**

L'analyse visuelle joue un rôle essentiel pour identifier les discontinuités : la méthode des doubles masses compare les valeurs cumulées d'une série de base avec celles d'une série de référence pour détecter les ruptures éventuelles (Kohler, 1949) ; la méthode des déviations cumulées repose sur les écarts entre séries (Craddock, 1979 ; Rhoades & Salinger, 1993) ; la méthode des différences ou rapports successifs examine les variations entre observations pour repérer des anomalies (Jones *et al.*, 1986 ; Tayanc *et al.*, 1998) ; enfin, la méthode des données filtrées, basée sur le lissage des séries, facilite l'identification de tendances ou de discontinuités par des représentations graphiques adaptées (Zurbenko *et al.*, 1996).

#### **5.1.1.2. Méthodes statistiques**

Différentes techniques quantitatives sont utilisées pour détecter et corriger les ruptures ; les tests d'homogénéité paramétriques (ANOVA, test de Buishand, test d'Alexandersson) et non paramétriques (tests de Pettitt, Kruskal-Wallis, Wilcoxon, Mann-Whitney) permettent de vérifier si des changements détectés dans les séries sont statistiquement significatifs (Beaulieu *et al.*, 2007 ; Costa & Soares, 2009 ; Domonkos, 2015 ; Javari, 2016). En complément, les méthodes de régression, comme la régression linéaire simple ou par moindres carrés, servent à ajuster les séries sur la base de variables explicatives telles que l'altitude ou la latitude (James *et al.*, 2023).

#### **5.1.1.3. Approches multi-stations**

Enfin, l'analyse combinée de plusieurs stations permet d'améliorer la robustesse de la détection des anomalies, en comparant les séries voisines pour repérer les incohérences locales (Gubler *et al.*, 2017 ; Squintu, 2020), et l'interpolation spatiale (par krigeage ou spline) est souvent utilisée pour reconstituer les valeurs manquantes, assurant ainsi une couverture pluviométrique homogène à l'échelle régionale (Dobesch *et al.*, 2007).

### **5.1.2. Méthodes basées sur des modèles**

Les méthodes basées sur des modèles utilisent des simulations et des représentations mathématiques pour homogénéiser les séries pluviométriques, en intégrant des connaissances physiques sur les processus climatiques.

**5.1.2.1. Modèles de simulation** : parmi les approches classiques, les modèles ARIMA (AutoRegressive Integrated Moving Average) visent à mieux comprendre et modéliser les séries temporelles (Siegel & Wagner, 2016). De plus, les modèles climatiques régionaux (MCR) ou globaux (MCM), notamment les modèles de circulation générale (MCG), permettent de simuler les conditions climatiques historiques en tenant compte de variables telles que la température, l'humidité et la circulation atmosphérique, afin d'estimer et corriger les biais des séries pluviométriques (Giorgi & Mearns, 2002 ; Randall *et al.*, 2007).

**5.1.2.2. Approches d'apprentissage automatique** : avec l'évolution technologique, des techniques d'intelligence artificielle, comme les réseaux de neurones, sont de plus en plus utilisées pour analyser de vastes ensembles de données historiques et détecter des schémas complexes ou non linéaires dans les séries de précipitations, souvent invisibles par des méthodes classiques (Zhang & Scofield, 1994 ; Nayak *et al.*, 2013 ; Amiri *et al.*, 2018). De même, l'approche des forêts aléatoires, reposant sur un ensemble d'arbres décisionnels, améliore la précision des prévisions et permet de corriger efficacement les biais en intégrant diverses variables climatiques et géographiques (Liaw & Wiener, 2002 ; Taillardat *et al.*, 2019 ; Chen *et al.*, 2021).

**5.1.2.3. Intégration de données externes** : enfin, l'apport des données satellitaires offre une solution précieuse pour combler les lacunes des observations terrestres, notamment dans les régions peu équipées ; les mesures d'humidité atmosphérique et de précipitations fournies par satellite peuvent être croisées avec les séries historiques afin d'améliorer leur homogénéité (Laurent *et al.*, 1998 ; Kidd, 2000 ; Chu *et al.*, 2011 ; Khettouch *et al.*, 2023).

### **5.1.3. Importance de l'homogénéisation dans les études climatiques**

L'homogénéisation des séries pluviométriques est un processus fondamental dans les études climatiques, car elle garantit la fiabilité des données utilisées pour l'analyse des tendances climatiques, la modélisation, et l'évaluation des impacts environnementaux.

#### **5.1.3.1. Amélioration de la qualité des données**

L'homogénéisation permet d'abord la correction des biais systématiques, en détectant et en corrigeant les perturbations causées par les changements de méthodes de mesure, de

localisations de stations ou d'interventions humaines, assurant ainsi des données fidèles aux conditions climatiques réelles (Peterson *et al.*, 2001). Elle renforce également la fiabilité des séries temporelles : des séries homogènes sont indispensables pour établir des tendances précises, notamment dans l'étude des extrêmes pluviométriques à long terme, sans distorsion due à des ruptures artificielles (Alexander *et al.*, 2006 ; Peterson & Manton, 2008 ; WMO, 2009).

#### **5.1.3.2. Analyse des tendances climatiques**

En matière de détection des changements climatiques, l'homogénéisation facilite l'identification des évolutions comme l'augmentation des précipitations extrêmes ou la diminution des périodes sèches, tandis que des séries non homogènes peuvent induire en erreur ou masquer des tendances importantes (Bindoff *et al.*, 2014). De plus, pour l'évaluation des scénarios futurs, elle assure des bases solides aux projections climatiques qui utilisent les données historiques pour estimer les régimes de précipitations sous différents scénarios d'émissions (Adeyeri *et al.*, 2022 ; Tveito, 2023).

#### **5.1.3.3. Impacts environnementaux et socio-économiques**

Une bonne gestion des ressources en eau repose sur des données fiables permettant de planifier les infrastructures, gérer les réserves, et anticiper les événements extrêmes, contribuant ainsi à la durabilité hydrique (Reggiani *et al.*, 2022). Dans le secteur agricole, l'accès à des données pluviométriques homogènes est également crucial pour optimiser les rendements, planifier les cultures et réduire les risques liés à la variabilité climatique, garantissant ainsi la sécurité alimentaire.

#### **5.1.3.4. Application dans les politiques publiques**

L'élaboration de politiques efficaces de développement durable, de gestion des catastrophes et d'adaptation au changement climatique repose sur l'utilisation de données homogénéisées, adaptées aux réalités locales (IPCC, 2021). Par ailleurs, l'homogénéisation soutient la sensibilisation à l'importance des données climatiques fiables et encourage la collaboration scientifique à travers le partage de méthodologies pour l'amélioration continue des bases de données climatiques (Aguilar *et al.*, 2003 ; Hansen *et al.*, 2010 ; Venema *et al.*, 2018).

## **5.2. Approches d'analyse des extrêmes pluviométriques**

Il existe de nombreuses méthodes permettant d'analyser les événements extrêmes à l'aide de longues séries de données. Les indices peuvent fournir des informations utiles sur les moyennes,

les tendances, la variabilité et les statistiques associées (Zhang *et al.*, 2011). L'un des paramètres les plus simples consiste à estimer une pluviométrie moyenne. Cependant, en science du climat, une moyenne mensuelle/quotidienne atténue de nombreuses informations qui peuvent être importantes pour les études d'impact. Par conséquent, les études climatiques axées sur l'évolution des précipitations extrêmes observées au fil du temps peuvent utiliser l'ensemble standard d'indices défini par l'équipe d'experts sur la détection et les indices des changements climatiques (ETCCDI) concernant les extrêmes de précipitations (Donat *et al.*, 2016 ; Sillmann *et al.*, 2013 ; Peterson & Manton, 2008). Cette normalisation des indices peut faciliter la comparaison entre différentes études régionales dans n'importe quelle partie du monde et permet une fusion transparente des données d'indice à l'échelle mondiale (Sillmann *et al.*, 2013 ; Zhang *et al.*, 2011). Les indices sont définis en tenant compte des limites de la disponibilité des données : qualité des données et enregistrements cohérents de longue durée.

Les extrêmes de précipitations infra-journalières associés à la convection atmosphérique dans les zones urbaines peuvent entraîner des crues soudaines ; par conséquent, les indices basés sur des données quotidiennes peuvent ne pas fournir suffisamment d'informations pour ces endroits et peuvent masquer certains événements infra-journaliers intenses (Alexander *et al.*, 2019).

Une autre façon d'étudier la queue de la distribution des totaux de précipitations horaires/journalières non nuls consiste à se concentrer uniquement sur la partie de la distribution dépassant un certain seuil en utilisant la théorie des valeurs extrêmes (EVT) (**Fig. II. 23**), qui nécessite de grands échantillons de données indépendantes et distribuées de manière identique et l'hypothèse de convergence vers une distribution particulière (Coles *et al.*, 2001 ; De Haan & Ferreira, 2006).

Dans la distribution généralisée des valeurs extrêmes (GEV), les séries de maxima annuels ou les valeurs dépassant un certain seuil élevé, sont extraites de l'ensemble de données et des méthodes statistiques sont appliquées pour caractériser leur distribution (Coles *et al.*, 2001). En ajustant cette distribution et les paramètres associés (forme, échelle et localisation), l'hydrologue peut concevoir des courbes intensité-durée-fréquence pour estimer la probabilité d'occurrence d'événements de diverses ampleurs (AghaKouchak *et al.*, 2014). Par exemple, dans la conception de grands barrages, une période de retour de 1000 ans est sélectionnée, ce

qui signifie que le barrage devrait contenir efficacement une crue avec une probabilité de récurrence de 1 sur 1000 ans (Salvadori *et al.*, 2011).

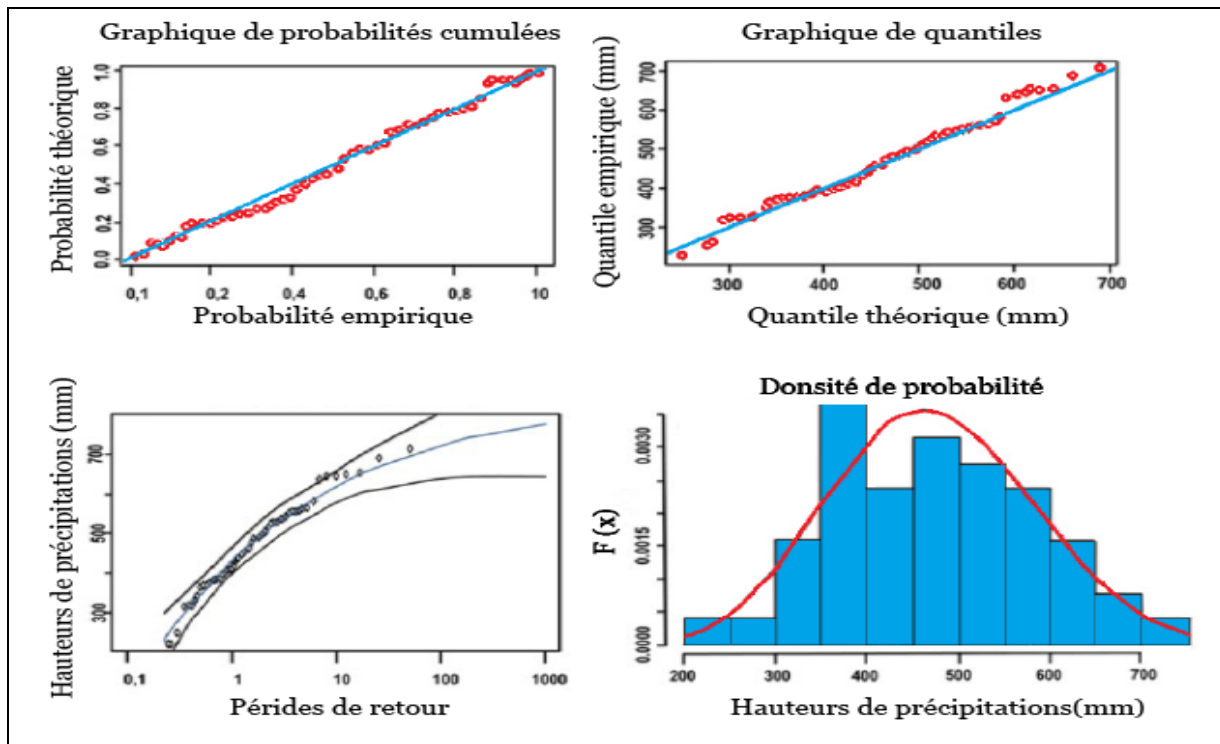


Figure II.23. Analyse de l'ajustement d'un modèle probabiliste aux données de précipitations

La méthodologie fondée sur la période de retour repose largement sur l'hypothèse d'un climat stationnaire, selon laquelle une distribution statistique est utilisée pour estimer la hauteur de précipitations. Cette hypothèse peut être vérifiée à l'aide de tests statistiques. Toutefois, face à des preuves croissantes d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des événements extrêmes, des approches statistiques plus avancées ont été développées afin d'intégrer les effets de la non-stationnarité dans les distributions de fréquence, en lien avec une conception fondée sur la résilience (Katz, 2013 ; Cheng *et al.*, 2014).

### 5.2.1. Indices basés sur les précipitations journalières

Les indices climatiques fondés sur les données de précipitations quotidiennes reposent généralement sur l'identification des valeurs extrêmes à partir de maxima annuel ou de seuils définis par des percentiles élevés, tels que les 95e, 99e ou même 99,9e percentiles. Ces seuils permettent de caractériser les événements extrêmes, notamment les fortes pluies.

**Le tableau II. 3.** présente les dix indices ETCCDI (Expert Team on Climate Change Detection and Indices) dérivés des précipitations quotidiennes, qui permettent d'évaluer différentes dimensions de l'extrémité pluviométrique :

- **Fréquence** : Nombre de jours, par mois, par saison ou par an, présentant des précipitations supérieures à des seuils fixes, tels que R10 (jours avec  $\geq 10$  mm), R20 ( $\geq 20$  mm), R95p (jours dépassant le 95<sup>e</sup> percentile) et R99p (jours dépassant le 99<sup>e</sup> percentile).
- **Intensité** : précipitation maximale sur un jour (RX1day), sur cinq jours consécutifs (RX5day), intensité quotidienne moyenne (SDII), et précipitations totales annuelles (PRCTOT).
- **Durée** : nombre de jours consécutifs secs (CDD) ou humides (CWD).

Cependant, l'utilisation de seuils fondés sur les percentiles présente certaines limites. D'une part, elle complique les comparaisons entre études utilisant des périodes de référence ou des seuils différents. D'autre part, elle peut induire des biais d'interprétation, en particulier lorsque les indices sont basés sur des percentiles définis à partir de jours humides (comme ceux employés dans les indices R95p et R99p du jeu ETCCDI). En effet, dans les cas où la distribution des intensités de précipitations change de manière non uniforme dans le temps — par exemple, si les extrêmes augmentent sans modification significative des faibles précipitations — la sensibilité au choix du seuil de jour humide devient critique. Comme l'a souligné Pendergrass (2018), une telle sensibilité peut fausser les conclusions sur l'évolution des extrêmes pluviométriques.

*Tableau II.3. Indices de précipitations extrêmes recommandés par l'ETCCDI (Zhang et al., 2011).*

N°	Indice	Symbole	Définition
1	Maximum de précipitations sur 1 jour	Rx1day	Précipitations mensuelles maximales sur 1 jour
2	Maximum de précipitations sur 5 jours	Rx5day	Précipitations mensuelles maximales sur 5 jours
3	Indice d'intensité journalière simple	SDII	Le rapport entre les précipitations totales annuelles et le nombre de jours de pluie $\geq 1$ mm

4	Nombre de jours de fortes précipitations	R10mm	Comptage annuel des précipitations $\geq 10$ mm
5	Nombre de jours de précipitations très fortes	R20mm	Comptage annuel des précipitations $\geq 20$ mm
6	Nombre des journées sèches consécutives	CDD	Nombre maximal de jours consécutifs de précipitations $< 1$ mm
7	Nombre des jours pluvieux consécutifs	CWD	Nombre maximal de jours consécutifs de précipitations $\geq 1$ mm
8	Jours très humides	R95p	Précipitations totales annuelles des jours $> 95^{\text{e}}$ percentile
9	Jours extrêmement humides	R99p	Précipitations totales annuelles des jours $> 99^{\text{e}}$ percentile
10	Total annuel des précipitations par jour de pluie	PRCPTOT	Précipitations totales annuelles des jours $\geq 1$ mm

---

### 5.2.2. Indices basés sur les précipitations infra-journalières

Récemment, un effort international majeur a été entrepris pour mieux comprendre les extrêmes de précipitations à l'échelle infra-journalière, dans le cadre du projet **INTENSE** (INTERNational Precipitation working group on Sub-daily Extremes). Ce projet vise à combler un vide important dans les études climatiques, en se concentrant sur les événements de précipitation de courte durée, souvent responsables de phénomènes hydrologiques extrêmes tels que les crues éclairs.

L'une des principales réalisations du projet INTENSE consiste en l'élaboration d'un ensemble de données de précipitations infra-journalières de haute qualité, soumis à un rigoureux contrôle qualité. Ces données sont issues de la base **GSDR** (Global Sub-Daily Rainfall), et sont utilisées pour calculer divers indices climatiques à haute résolution temporelle (**Tableau II.4.**).

Les indices dérivés de ces données infra-journalières sont conçus de manière analogue à ceux définis pour les précipitations quotidiennes. Ils incluent notamment :

- des **indices maximaux mensuels**, qui permettent de détecter les événements les plus intenses sur des périodes courtes ;
- des **indices de cycle diurne**, qui analysent la variation des précipitations selon l'heure de la journée ;

- et des **indices de seuils de fréquence**, qui mesurent la fréquence des précipitations dépassant certains seuils prédéfinis.

Ces indices, rendus librement accessibles, constituent une ressource précieuse pour les chercheurs, les modélisateurs du climat et les gestionnaires des risques hydrologiques. Ils permettent une meilleure évaluation des tendances et de la variabilité des événements extrêmes à échelle fine, souvent négligés dans les analyses climatologiques classiques (Blenkinsop *et al.*, 2018 ; Lewis *et al.*, 2019).

Tableau II.4. Indices de précipitations infra-journalières proposés par Lewis *et al.*, (2019) (Alexander *et al.*, 2019).

N°	Indice	Définition
1	Indices mensuels maximum	Rx1h précipitations maximales mensuelles sur 1 h
2		Rx3h précipitations maximales mensuelles sur 3 h
3		Rx6h précipitations maximales mensuelles sur 6 h
4		Rx1hP pourcentage du total quotidien qui est tombé dans la précipitation mensuelle maximale sur une heure
5	Indices du cycle diurne	LW1H heure mensuelle la plus humide de la journée
6		LD1H heure mensuelle la plus sèche de la journée
7		Dispersion DLW1H autour de l'heure mensuelle la plus humide en une journée
8		Indice simple d'intensité des précipitations horaires S1HII
9		CW1H durée maximale d'une période humide
10	Fréquence/seuil Indices	R10mm1h nombre mensuel d'heures où les précipitations $\geq 10$ mm
11		R20mm1h nombre mensuel d'heures où les précipitations $\geq 20$ mm
12		Rxmm1h nombre annuel d'heures pendant lesquelles les précipitations $\geq n$ mm, où n est un seuil défini par l'utilisateur
13	Indices généraux	PRCPTOT1h précipitations totales annuelles en heures humides

### 5.3. Théorie des valeurs extrêmes

L'étude d'un échantillon  $F_i$  composé par des variables aléatoires ( $X_n$ ):

$\{x_1, x_2, x_3 \dots \dots, x_n\}$ , nécessite de s'assurer que les variables aléatoires sont indépendantes et distribuées de manière identique *iid*.

$$F \stackrel{iid}{\sim} x_1, x_2, x_3 \dots \dots x_n \quad (1)$$

$$\mathcal{N}(\mu, \sigma^2) \stackrel{iid}{\sim} x_1, x_2, x_3, \dots \dots \dots, x_n \quad (2)$$

La partie centrale de cet échantillon est décrite par l'application de théorème centrale limitée :

$$F \stackrel{iid}{\sim} x_1, x_2, x_3 \dots \dots x_n \text{ avec } \mathbb{E}[x_i] = \mu, \text{var}(x_i) = \sigma^2 \quad (3)$$

$$S_n = \sum_{i=1}^n x_i \quad (4)$$

$$\frac{1}{\sqrt{n}} \left( \frac{S_n - n\mu}{\sigma} \right) \stackrel{d}{\rightarrow} \mathcal{N}(\mu, \sigma^2) \text{ quand } n \rightarrow \infty \quad (5)$$

Cette théorie est inadaptée pour décrire la queue de la distribution, laquelle est généralement formée par les valeurs extrêmes de l'échantillon (**Fig. II. 24**). Autrement dit, les plus grandes valeurs  $G_n = \max\{x_1, x_1, x_1 \dots \dots x_n\}$  et les plus petites  $P_n = \min\{x_1, x_1, x_1 \dots \dots x_n\}$  observées sur un échantillon de  $n$  valeurs de variables aléatoires indépendantes et identiquement distribuées, (*iid*), sont décrites par une autre loi de distribution.

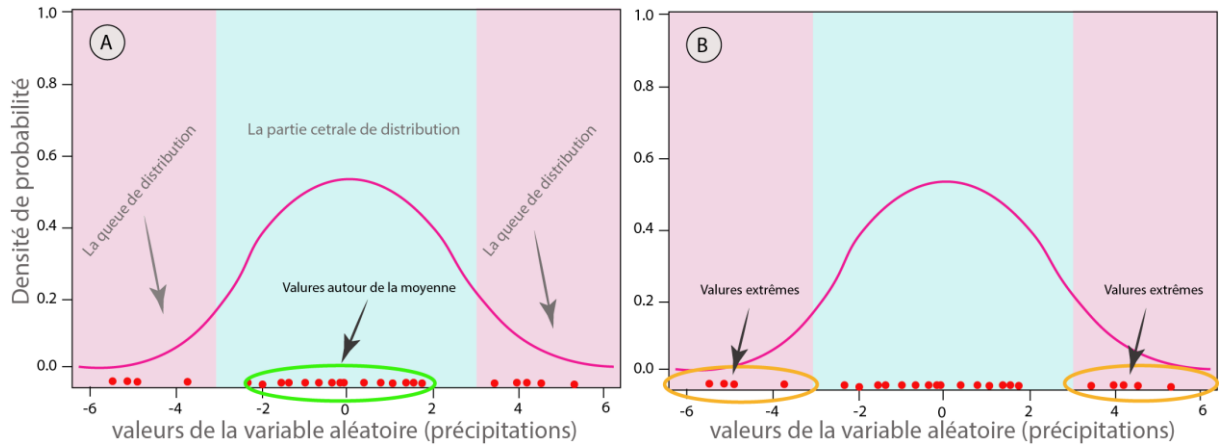


Figure II.24. Distribution de variables aléatoires : (A) Statistique classique ;(B) Statistique des valeurs extrêmes

La théorie des valeurs extrêmes a pour but d'étudier la suite  $(X_n)_n$  de variables aléatoire *iid* (Fisher & Tippett, 1928 ; Gnedenko, 1943 ; de Haan, 1970 ; Embrechts *et al.*, 1997 ; De Haan & Ferreira, 2006 ; Deme, 2013). Soit  $(X_n)_n$  une séquence de variables aléatoires *iid* avec la même distribution de probabilité  $F$  telle que :

$$F(x) = P(X \geq x) \tag{6}$$

Et :  $a_n$  et  $b_n$  sont deux suites réelles :

$$a_n > 0 ; b_n \in \mathbb{R} ; n \in \mathbb{N}$$

Et :  $Z$  est une loi non dégénérée :

$$\lim_{n \rightarrow \infty} P\left(\frac{M_n - b_n}{a_n} \leq x\right) = \lim_{n \rightarrow \infty} F^n(a_n x + b_n) = Z(x), x \in \mathbb{R} \tag{7}$$

Alors la Fonction de  $Z$  est du même caractère que l'une des trois fonctions suivantes (**Fig. II.25**) :

Loi de Gumbel (type 1) :  $\gamma = 0$

$$T^1_{(\mu, \sigma)}(x) = \exp(-\exp(-\frac{x-\mu}{\sigma})) \tag{8}$$

Loi de Fréchet (type 2) :  $\gamma > 0$

$$T^2_{(\mu, \sigma, \gamma)}(x) = \begin{cases} 0 & \text{si } x \leq \mu \\ \exp\left(\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^{\frac{-1}{\gamma}}\right) & \text{si } x > \mu \end{cases} \tag{9}$$

Loi de Weibull (type 3) :  $\gamma < 0$

$$T^3_{(\mu, \sigma, \xi)}(x) = \begin{cases} 1 & \text{si } x \geq \mu \\ \exp\left(-\left(-\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^{\frac{1}{\gamma}}\right) & \text{si } x < \mu \end{cases} \quad (10)$$

$\sigma$  est un paramètre d'échelle ;  $\mu$  est un paramètre de position ;  $\gamma$  est un paramètre de forme

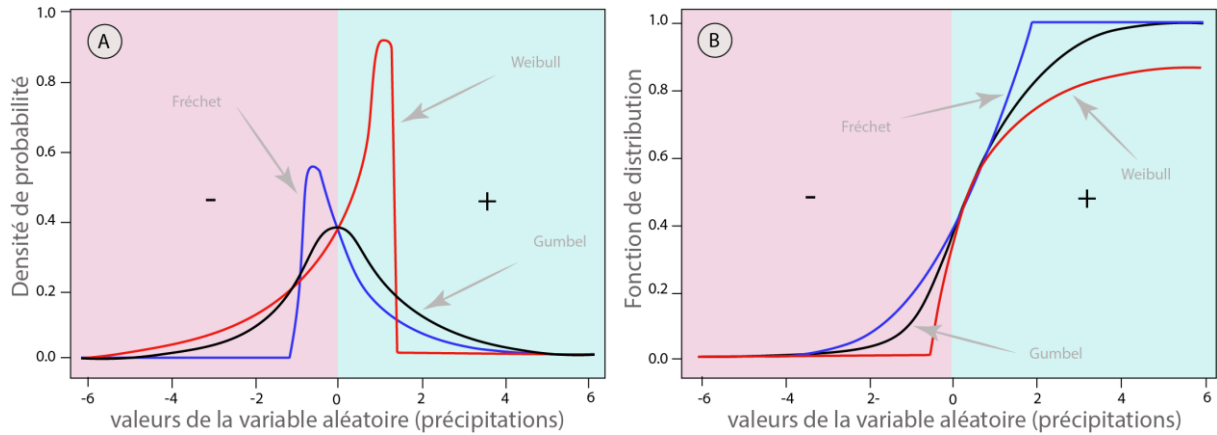


Figure II.25. Lois de distribution des valeurs extrêmes : (A) Courbes de densité ;(B) fonction de distribution

### 5.3.1. Méthode de minima et de maxima par blocs (MB)

Étude des valeurs extrêmes : des blocs avec un intervalle de temps fixe sont attribués, où sont créés de séries chronologiques constituées de valeurs maximales (ou minimales) tirées de chaque bloc. La distribution de ce type de valeurs est proche de la distribution de la loi des valeurs extrêmes généralisées (GEV). En hydrologie, des séries chronologiques sont créées à travers la valeur maximale de précipitations ou de débit, etc., et qui a été enregistrée au cours une année ou d'un mois (Fig. II.26) pour garantir des périodes de temps spécifiques.

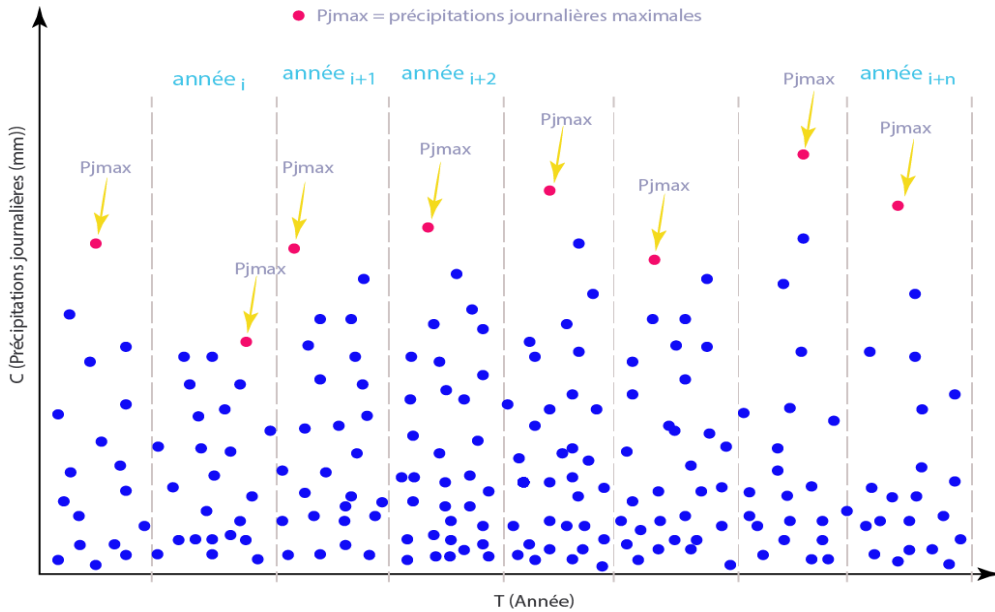


Figure II.26. Méthode de maxima (minima) par blocs

### 5.3.1.1. Loi des valeurs extrêmes généralisées (Gev)

La distribution des valeurs extrêmes généralisées (Gev), est caractérisée par trois paramètres –  $\mu$  (localisation ou position),  $\sigma$  (échelle) et  $\gamma$  (forme) – est un modèle statistique conçu pour représenter les valeurs extrêmes d'une série construite par des variables aléatoires *iid*, en se concentrant spécifiquement sur la queue de la distribution. Cette approche repose sur le principe des valeurs extrêmes (Fisher & Tippett, 1928 ; Von Mises, 1936 ; Gnedenko, 1943 ; Jenkinson, 1955 ; Coles, 2001). Dans ce travail les paramètres de la distribution Gev sont estimés à l'aide de la méthode du maximum de vraisemblance, ce qui permet une représentation précise des événements extrêmes au sein de l'ensemble de données. La loi Gev est définie par :

$$F(x; \mu, \sigma, \gamma) = \exp \left[ - \left( 1 + \gamma \frac{(x-\mu)}{\sigma} \right)^{-\frac{1}{\gamma}} \right] \quad (11)$$

En fonction de la valeur de paramètre de forme  $\gamma$  la distribution Gev converge vers l'une des distributions qui sont décrites précédemment, celles de Type 1 ; Type 2 ou Type 3.

La période de retour  $N$  représente un écart moyen de temps entre deux valeurs extrêmes dépassant un certain seuil  $Z_{Gev}$  (valeur de retour associée à la période  $N$ ) :

$$Z_{Gev} = \begin{cases} \mu - \frac{\sigma}{\gamma} [1 - \{-\log(1 - 1/N)\}^{-\gamma}] & \rightarrow \gamma \neq 0 \\ \mu - \sigma \log\{-\log(1 - 1/N)\} & \rightarrow \gamma = 0 \end{cases} \quad (12)$$

### 5.3.2. Méthode à dépassement de seuil (POT)

La méthode des valeurs au-dessus d'un seuil (POT : *Peak Over Threshold*) repose sur l'analyse des valeurs les plus élevées d'un échantillon (**Fig. II.27**). Elle consiste à ne conserver que les observations qui dépassent une certaine limite fixée, appelée seuil. La différence entre une valeur observée et ce seuil est appelée excès au-delà du seuil, ou écart. Soit un échantillon  $F_i$  de variables aléatoires  $(X_n): \{x_1, x_2, x_3 \dots \dots, x_n\}$ , et soit  $\mu$  un seuil fixé. On considère  $N_\mu$  des observations  $\{x_{i_1}, x_{i_2}, x_{i_3} \dots \dots, x_{i_{N_\mu}}\}$  qui dépassent ce seuil  $\mu$ . L'excès correspondant est défini par ;  $k_j = x_{i_j} - \mu$  est appelé excès au-delà du seuil et cela pour  $j = 1, \dots \dots, N_\mu$  (**Fig. II.27**). L'objectif de cette approche est de capturer toutes les valeurs significativement extrêmes. La distribution des excès ainsi obtenus est généralement bien modélisée par la loi de Pareto généralisée (**GPD**).

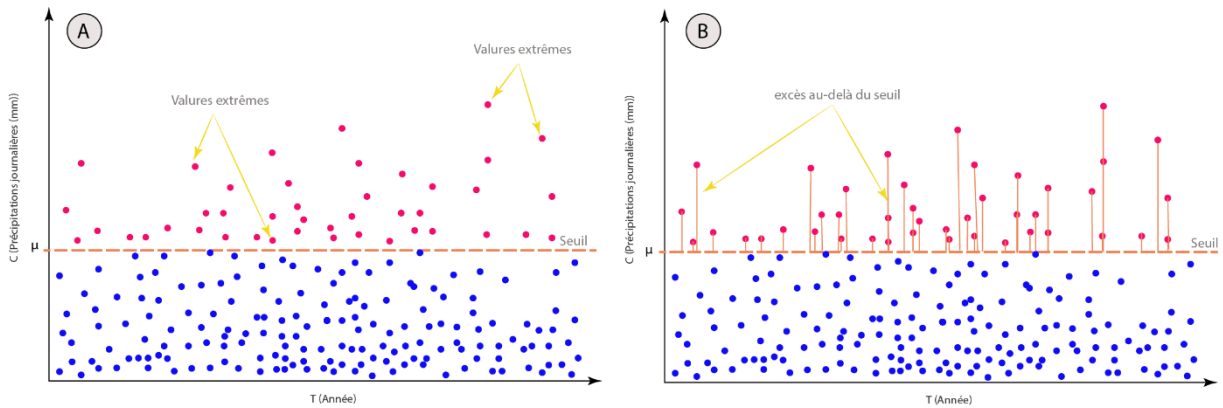


Figure II.27. Méthode à dépassement de seuil : (A) valeurs extrêmes au-delà du seuil  $\mu$  ; (B) la distance entre le seuil et valeurs extrêmes

#### 5.3.2.1. Loi Pareto généralisée (PGD)

La distribution de Pareto généralisée, est caractérisée par trois paramètres –  $\mu$  (localisation),  $\sigma$  (échelle) et  $\gamma$  (forme) – est un modèle statistique conçu pour décrire la forme de la fonction de distribution  $f$  d'une variable aléatoire  $x$  au-dessus d'un seuil spécifié (Balkema & De Haan, 1974 ; Pickands, 1975). Le paramètre de localisation  $\mu$  correspond à la valeur seuil. Ce modèle est défini par l'équation suivante :

$$F(x - \mu, \sigma, \gamma) = 1 - \left[ 1 + \gamma \left( \frac{x - \mu}{\sigma} \right)^{-1/\gamma} \right] \quad (13)$$

Après avoir estimé les paramètres de la distribution de Pareto généralisée (GPD) à l'aide de méthodes d'estimation appropriées, une hauteur de précipitations peut être calculé à l'aide de l'équation (14). Dans cette équation,  $Z_{GPDZ}$  représente la valeur de retour associée à une période

de retour  $N$ ,  $n$  désigne le nombre total d'observations enregistrées durant la période d'étude, et  $\zeta_y$  correspond à la probabilité qu'un événement dépasse le seuil fixé.

$$Z_{GPD} = \begin{cases} \mu + \frac{\sigma}{\gamma} [(Nn\zeta_y)^\gamma - 1] & \rightarrow \gamma \neq 0 \\ \mu + \sigma \log(Nn\zeta_y) & \rightarrow \gamma = 0 \end{cases} \quad (14)$$

## 5.4. Indices de sécheresse

### 5.4.1. Indice de précipitations normalisé (SPI)

L'indice de précipitations standardisé (SPI) est un outil robuste et facile à calculer, qui ajuste les précipitations cumulées sur une période de référence à la distribution gamma à l'aide des équations suivantes (McKee *et al.*, 1993) :

$$g(x) = \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} \quad (15)$$

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^\infty y^{\alpha-1} e^{-y} dy \quad (16)$$

La variable  $x > 0$  représente les précipitations cumulées sur une période de référence, tandis que  $\Gamma(\alpha)$  représente la fonction cumulative de la distribution gamma.  $\alpha > 0$  représente le paramètre de forme de la distribution gamma et  $\beta > 0$  indique le paramètre d'échelle. Ces deux paramètres sont déterminés par le processus défini dans les deux équations suivantes :

$$\alpha = \frac{1}{4F} \left( 1 + \sqrt{1 + \frac{4F}{3}} \right) \quad (17)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \quad (18)$$

$$F = \ln(\bar{x}) - \frac{\sum \ln(x)}{n} \quad (19)$$

Où  $n$  représente le nombre des événements pluvieux. La fonction de distribution Gamma devient égale à la première équation en substituant les valeurs de  $\alpha$  et  $\beta$ .

$$G(x) = \int_0^x g(x) dx = \int_0^x \frac{1}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} x^{\alpha-1} e^{-x/\beta} dx \quad (20)$$

$$G(x) = \frac{1}{\Gamma(\alpha)} \int_0^x t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (21)$$

L'indice de précipitations standardisé (SPI) est largement utilisé pour évaluer la gravité de la sécheresse en affichant les fluctuations des événements secs/humides sur une échelle de temps donnée. La sécheresse est généralement indiquée lorsque l'indice de précipitation standardisé est négatif, et le phénomène prend fin lorsque l'indice devient positif. Les valeurs de l'indice comprises entre 1 et -1 indiquent des conditions normales, tandis que des valeurs en dehors de cette fourchette signalent des événements extrêmes par rapport à la période de référence (voir **Tableau II.5**). Il est important de noter que cet indice nécessite une longue série d'observations pluviométriques, typiquement dépassant les 30 ans d'observations (Byun & Wilhite, 1999).

Dans cette étude, les précipitations mensuelles sont prises avec un intervalle de douze mois pour calculer le SPI-12. Cela a été réalisé avec le code de calcul « spi\_sl\_6.exe », qui permet de calculer l'indice SPI sur une période spécifique à partir des données pluviométriques disponibles. Ce processus permet d'évaluer et de suivre les conditions de sécheresse sur une échelle de temps annuelle.

#### 5.4.2. Indice de sécheresse efficace (EDI)

L'indice de sécheresse efficace vise à améliorer la précision de l'analyse des sécheresses et des périodes humides, car la plupart des indices traditionnels utilisés dans le contexte des oscillations des précipitations ne sont pas suffisamment précis pour détecter le début et la fin de ces événements. Cet indice développé par Byun et Wilhite (1999) a été confirmé par plusieurs chercheurs (Byun & Lee, 2002 ; Yamaguchi & Shinoda, 2002 ; Han & Byun, 2006 ; Morid *et al.*, 2006 ; choi & byun, 2007). Pour calculer cet indice, le concept de précipitation effective (EP) est utilisé, tel que défini dans l'équation suivante :

$$EP_i = \sum_{n=1}^i [(\sum_{m=1}^n P_m) / n] \quad (22)$$

Où  $i$  est le nombre de jours dans la période de référence,  $n$  allant de 1 à  $i$  et  $P$  exprime la quantité de précipitations au cours de la période  $m$ . La moyenne (MEP) et l'écart type (SD) de la précipitation effective sont également pris en compte pour évaluer la valeur standardisée (DEP) selon l'équation suivante :

$$DEP = EP - MEP \quad (23)$$

L'indice de sécheresse efficace (EDI) est ensuite déterminé à partir des observations quotidiennes en utilisant l'équation suivante :

$$EDI = DEP/SD(EP) \quad (24)$$

Une période sèche est indiquée lorsque l'indice est négatif, tandis qu'une période humide est désignée par une valeur positive. La méthode décrite précédemment peut être adaptée à une échelle mensuelle en utilisant les précipitations effectives mensuelles (EP) (Morid *et al.*, 2006). Les principes sous-jacents restent les mêmes, mais les calculs sont effectués sur une base mensuelle plutôt que quotidienne. Cette adaptation permettrait d'évaluer les périodes de sécheresse et d'humidité à une échelle mensuelle, ce qui pourrait être particulièrement utile pour les études climatiques à plus grande échelle ou pour les applications nécessitant une analyse périodique des conditions météorologiques.

Tableau II.5. Classification des événements humides et secs par l'indice SPI et EDI, selon McKee *et al.* (1993) ; Byun, et Wilhite (1999) respectivement.

EDI	SPI	Intervalle
> 2	> 2	extrême humide
1.5 à 1.99	1.5 à 1.99	très humide
1 à 1.49	1 à 1.49	modérément humide
-1 à -1.49	-1 à -1.49	sécheresse modérée
-1.49 à -1.99	-1.49 à -1.99	sécheresse sévère
< - 2	< - 2	sécheresse extrêmes

## 5.5. Analyse de tendance

### 5.5.1. Tendance de Mann Kendall

Le test non paramétrique de Mann-Kendall permet de détecter la présence d'une tendance monotone — croissante, décroissante ou nulle — au sein des séries chronologiques. Il présente l'avantage de ne requérir aucune hypothèse sur la distribution des données, notamment la normalité, ce qui le rend particulièrement adapté à l'analyse de données environnementales ou hydrologiques.

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{k=i+1}^n sng(x_k - x_i) \quad (25)$$

$$sng(x_k - x_i) = \begin{cases} -1 & \Rightarrow x_k < x_i \\ 0 & \Rightarrow x_k = x_i \\ +1 & \Rightarrow x_k > x_i \end{cases} \quad (26)$$

$$var(S) = n(n - 1)(2n + 5)/18 \quad (27)$$

$$Z = \left\{ \begin{array}{ll} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \Rightarrow S > 0 \\ 0 & \Rightarrow S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(s)}} & \Rightarrow S < 0 \end{array} \right\} \quad (28)$$

La loi Statistique  $Z$  au-dessus approché par une loi centrée réduite, lorsque  $n > 10$  (nombre des observations dans l'échantillon). L'hypothèse nulle  $H_0$  est acceptée au seuil de signification  $\alpha = 5\%$  et lorsque  $p\_value > \alpha$ , par contre l'hypothèse alternative  $H_1$  lorsque  $p\_value < \alpha$ . Le signal de  $Z$  donne la direction de tendance.  $Z > 0$  tendance à la hausse,  $Z < 0$  tendance à la baisse.

### 5.5.2. Tendance de Mann Kendall régional

Mann Kendall régional permet l'évaluation de tendance à l'échelle spatiale en utilisant les informations acquises de l'analyse de tendance à chaque point géographique (station pluviométrique) en calculant la statistique combinée  $Z_R$  à l'échelle régionale :

$$Z_R = \frac{1}{\sqrt{B}} \sum_{i=1}^k Z_i \quad (29)$$

$B$  est nombre de stations étudiées,  $Z_i$  est le score normalisé pour chaque station. La signification de tendance  $Z_R$  est évaluée par la loi normale  $\mathcal{N}(0,1)$  en utilisant sa valeur absolue et la fonction  $\Phi$  de répartition de loi normale comme suite :

$$p_{value} = 2(1 - \Phi (|Z_R|)) \quad (30)$$

### 5.5.3. Tendance de moyenne mobile

La tendance de moyenne mobile ou moyenne mobile glissante est une méthode simple et puissante pour analyser l'évolution d'une série temporelle, notamment pour lisser les fluctuations à court terme et mettre en évidence une tendance à long terme. Cela permet d'obtenir une interprétation plus claire des données en affichant les tendances à la hausse, à la baisse ou cycliques des événements.

$$MM_t = \frac{1}{n} \sum_{i=0}^{n-1} x_{t-i} \quad (31)$$

où :

- $MM_t$  est la moyenne mobile au temps  $t$ ,
- $x_{t-i}$  sont les valeurs de la série temporelle,
- $n$  est la taille de la fenêtre de lissage.

Types de moyennes mobiles :

Moyenne mobile simple (SMA) : Moyenne arithmétique classique.

Moyenne mobile pondérée (WMA) : Donne plus de poids aux observations récentes.

Moyenne mobile exponentielle (EMA) : Utilise un facteur d'amortissement exponentiel.

## VI. Outils informatiques utilisés

La manipulation et l'analyse de grandes bases de données pluviométriques, issues à la fois d'observations in situ et de sources satellitaires, nécessitent l'utilisation d'outils informatiques performants, capables de traiter des volumes de données importants, d'effectuer des analyses statistiques complexes et de réaliser des représentations spatiales précises.

Dans ce travail de thèse, plusieurs logiciels et environnements de programmation ont été mobilisés, chacun répondant à des besoins spécifiques :

- **R Project for Statistical Computing**: Le logiciel R a été utilisé comme environnement principal pour l'analyse statistique et la modélisation des précipitations extrêmes. Grâce à sa large bibliothèque de packages spécialisés (notamment *extRemes*, *evd*, *climdex.pcic*, *ggplot2*, *dplyr*, *sf*.....), R a permis de réaliser des analyses de séries temporelles, des ajustements de lois de probabilité aux événements extrêmes, des calculs d'indices climatiques standardisés, ainsi que des visualisations graphiques avancées.
- **ArcGIS** : Le système d'information géographique ArcGIS a été utilisé pour le traitement et l'analyse spatiale des données pluviométriques. Il a permis de produire des cartes thématiques illustrant la distribution spatiale des précipitations extrêmes, d'appliquer des méthodes d'interpolation (krigeage, IDW) pour améliorer la résolution spatiale, et d'analyser les tendances régionales en lien avec les caractéristiques géographiques du pays en intégrant le module ENVI avec ArcGIS.
- **MS-DOS Scripts** : Des scripts en langage MS-DOS ont été développés pour automatiser certaines tâches de traitement de données et pour le calcul rapide de plusieurs indicateurs de précipitations extrêmes à partir des fichiers journaliers (tels que le nombre de jours de pluie intense, la durée maximale d'épisodes secs ou humides, etc.). Cette approche a permis d'optimiser le temps de calcul pour les très grands ensembles de données.

- **Microsoft Excel** : Microsoft Excel a été utilisé pour l'organisation, la structuration et la gestion des bases de données brutes, ainsi que pour le stockage des résultats intermédiaires issus des différentes étapes d'analyse. Il a également servi pour des vérifications manuelles, des opérations simples de traitement de données et pour la présentation synthétique de résultats statistiques sous forme de tableaux.

L'intégration de ces outils complémentaires a permis de construire une méthodologie de traitement de données robuste, alliant la rigueur statistique, la précision spatiale et l'efficacité opérationnelle, indispensables pour atteindre les objectifs fixés dans cette thèse.

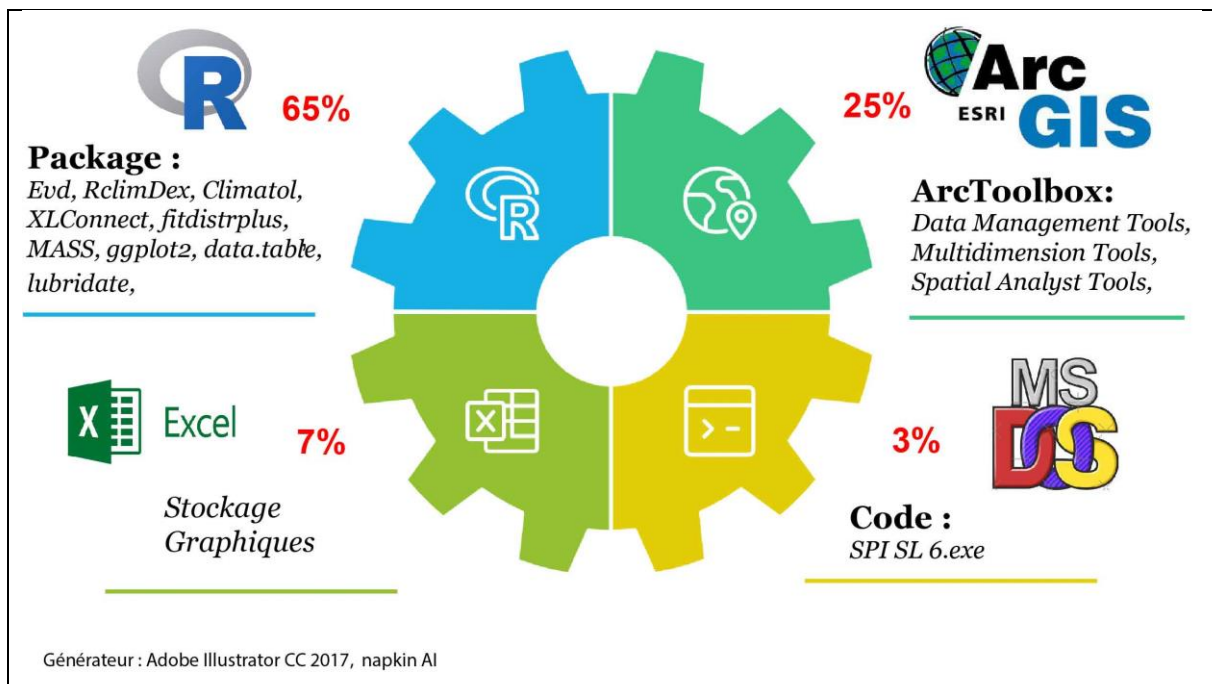


Figure II.28. Outils informatiques utilisés pour réaliser les différentes étapes d'analyse.

## Chapitre III

Traitement et Reconstitution des données

### I. Introduction

Les séries d'observations climatologiques, constituées d'enregistrements réguliers sur de longues périodes, jouent un rôle fondamental dans de nombreuses disciplines telles que la climatologie, l'hydrologie et l'hydrogéologie. Elles fournissent des données essentielles pour comprendre l'évolution du climat et analyser ses impacts sur l'environnement et les sociétés humaines.

Parmi ces séries, les données de précipitations occupent une place particulière car elles permettent de suivre la variabilité spatio-temporelle des précipitations et d'identifier les tendances associées aux changements climatiques. Cette connaissance est indispensable pour anticiper les événements extrêmes tels que les inondations et les sécheresses, phénomènes dont la fréquence et l'intensité pourraient s'accroître sous l'effet des modifications du climat. Dans le domaine de la gestion des ressources en eau, les séries pluviométriques constituent un paramètre stratégique pour planifier l'approvisionnement en eau, particulièrement dans les régions arides et semi-arides comme l'Algérie (Bachir *et al.*, 2016 ; Achite & Caloiero, 2021 ; Bouraoui & Medjerab, 2022). Elles soutiennent également l'agriculture en aidant les agriculteurs à déterminer les périodes de semis, à optimiser l'irrigation et à améliorer les rendements agricoles (Chourghal *et al.*, 2023).

Dans la perspective de la prévision climatique, l'analyse des tendances historiques issues de ces séries permet de construire des modèles prédictifs et d'évaluer les impacts futurs du changement climatique. Elles constituent aussi un levier pour l'urbanisme, où elles interviennent dans l'élaboration d'infrastructures adaptées aux risques d'inondations. Dans le champ des études environnementales, les relevés pluviométriques offrent des informations précieuses sur l'état des écosystèmes et contribuent à l'évaluation des impacts climatiques sur la biodiversité (Zerouali *et al.*, 2021). Enfin, les décideurs politiques et les organisations internationales s'appuient sur ces données pour orienter les stratégies de gestion environnementale, de sécurité alimentaire et de développement durable. Ainsi, les séries pluviométriques apparaissent comme un pilier essentiel pour comprendre la dynamique climatique, gérer durablement les ressources naturelles et mettre en place des politiques adaptées face aux défis environnementaux contemporains.

### 1.2. Objectifs de l'homogénéisation des séries pluviométriques

L'homogénéisation des séries de précipitations vise à garantir la cohérence, la qualité et la comparabilité des données sur de longues périodes, en corrigeant les discontinuités causées par des changements de méthode de mesure, de localisation des stations ou par des interventions humaines (Brunel, 1986 ; Le Goulven *et al.*, 1988 ; Beaulieu, 2009). Cette démarche permet également de supprimer les anomalies résultant d'erreurs de mesure ou d'événements exceptionnels, qui ne traduisent pas des variations naturelles du climat. L'amélioration de la fiabilité des séries, en s'appuyant sur des méthodes statistiques rigoureuses est essentielle pour permettre des analyses robustes et éclairer les prises de décision sur des bases solides. En homogénéisant les données, il devient possible de mieux analyser les tendances à long terme des précipitations, ce qui est fondamental pour l'étude des effets du changement climatique (Fратиanni, 2008 ; OMM, 2020), tout en facilitant la comparaison entre différentes stations à l'échelle spatio-temporelle. Cette harmonisation est également indispensable pour la modélisation hydrologique, qui nécessite des séries temporelles fiables afin de prédire le comportement des rivières et des aquifères et de soutenir la planification et la gestion des ressources en eau. Elle contribue aussi à une meilleure évaluation des risques liés aux événements extrêmes, tels que les inondations, et à l'élaboration de stratégies d'atténuation. En fournissant des données homogènes aux décideurs, l'homogénéisation appuie l'élaboration de politiques de gestion durable des ressources en eau, d'adaptation au changement climatique et d'évaluation de leurs impacts sur les écosystèmes et les communautés humaines. En définitive, elle s'impose comme une étape clé pour assurer l'intégrité des données climatiques, soutenir la recherche scientifique et accompagner les efforts d'adaptation face aux mutations climatiques à long terme.

### III. Méthodologie d'homogénéisation

La qualité et l'homogénéité des données pluviométriques conditionnent fortement la fiabilité des analyses climatiques, en particulier dans le cadre de l'étude des précipitations extrêmes. Ce chapitre présente la méthodologie adoptée pour préparer et homogénéiser les séries de précipitations utilisées dans cette étude. Nous décrivons dans un premier temps les types de données mobilisées, leur origine ainsi que leur couverture spatiale et temporelle. Ensuite, nous détaillons les procédures de traitement appliquées aux séries, notamment les techniques de

détection et de correction des lacunes, en vue d'assurer une base de données cohérente et adaptée aux analyses statistiques ultérieures.

### 3.1. Description des données utilisées

#### 3.1.1. Types de données

Dans cette étude, nous avons utilisé des séries de données pluviométriques réparties en deux principales catégories :

##### **Données temporelles :**

Il s'agit de 32 séries de mesures de précipitations couvrant une période de 41 ans, de 1982 à 2022. Chaque série représente l'accumulation quotidienne des précipitations, permettant l'analyse des fluctuations extrêmes sur le long terme. Le choix des stations s'est basé sur la disponibilité de séries continues couvrant cette même période. Les précipitations sont enregistrées à une fréquence journalière (24 heures), offrant ainsi une résolution suffisante pour capturer les événements extrêmes ainsi que les variations mensuelles, saisonnières et annuelles.

##### **Données spatiales :**

Les 32 stations pluviométriques sont réparties dans le nord de l'Algérie, entre les latitudes 34°N et 37°N et les longitudes 2°O et 8°E, permettant d'évaluer la variabilité spatiale des précipitations extrêmes à travers quatre unités hydrologiques (**Fig. III.1**). En termes de caractéristiques environnementales, les stations sont regroupées selon trois grands domaines :

**Zones côtières :** Stations situées à faible altitude, caractérisées par un climat méditerranéen.

**Zones montagneuses :** Stations localisées dans l'Atlas Tellien, présentant des altitudes moyennes à élevées et un climat variant du semi-aride à l'aride.

**Zones sahariennes :** Stations implantées dans l'Atlas Saharien, où prédomine un climat aride.

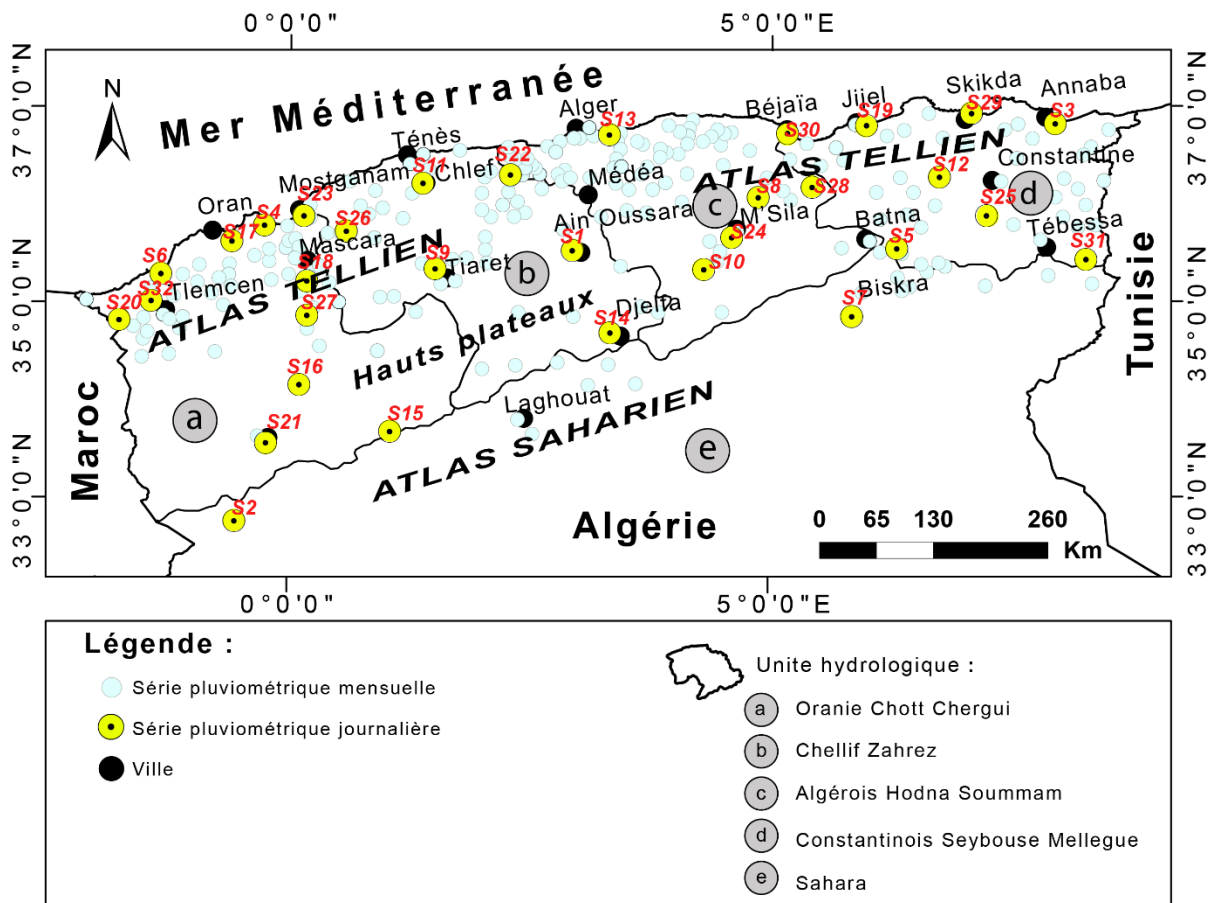


Figure III.1. Répartition spatiale des stations pluviométriques

### 3.1.2. Sources des données

Les séries pluviométriques utilisées proviennent du réseau national de surveillance climatique, principalement de l'Office National de Météorologie (ONM) et de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Certaines interruptions dans l'enregistrement des données ont été constatées, généralement dues à des défaillances des instruments de mesure. En statistique, ces interruptions peuvent être classées selon trois types :

Distribution complètement aléatoire : Arrêts dus à des défaillances ponctuelles du matériel.

Distribution aléatoire : Lacunes liées aux effets climatiques sur la capture des données (ex. basses températures).

Distribution non aléatoire : Lacunes causées par des limitations instrumentales, notamment le seuil minimal d'enregistrement (Ferrer, 2020).

Pour corriger ces interruptions, plusieurs techniques d'estimation ont été mobilisées :

Moyenne arithmétique simple ;

Méthodes d'interpolation statistique :

Pondération inverse de la distance (IDW),

Régression linéaire multiple (RLM),

Pondération basée sur le coefficient de corrélation ;

Approches d'apprentissage automatique :

Réseaux de neurones artificiels tels que le perceptron multicouche et le réseau de régression généralisée.

Ces méthodes visent à reconstituer les données manquantes à partir des séries synchroniques voisines, solution couramment utilisée pour corriger les lacunes à l'échelle locale (Coulibaly & Evora, 2007 ; Coutinho *et al.*, 2018 ; Chinasho *et al.*, 2021 ; Almendra-Martín *et al.*, 2021 ; Dyukarev, 2023 ; Chang & Burningham, 2024).

Dans le cadre de cette étude, toute série présentant une interruption supérieure à cinq (05) jours consécutifs a été exclue. L'analyse des lacunes révèle qu'elles sont majoritairement concentrées entre 1990 et 2000 (**Fig. III.2b**), avec un pourcentage maximal de lacunes de 6,10 % enregistré à la station de Djelfa (S14) (**Fig. III.2c**).

L'estimation des données manquantes s'est appuyée sur la moyenne des valeurs environnantes issues des stations les plus proches. Cette méthode a été implémentée sous R avec l'algorithme Climatol, selon un processus itératif :

Normalisation des valeurs de précipitations en utilisant la moyenne ( $\bar{x}$ ) et l'écart type ( $\sigma$ ) de la série ;

Estimation initiale des paramètres sur les données disponibles ;

Comblement des lacunes ;

Réestimation des paramètres ;

Réitération du processus jusqu'à stabilisation des moyennes.

Cette approche de traitement des lacunes est réalisée directement lors de l'étape d'homogénéisation des séries.

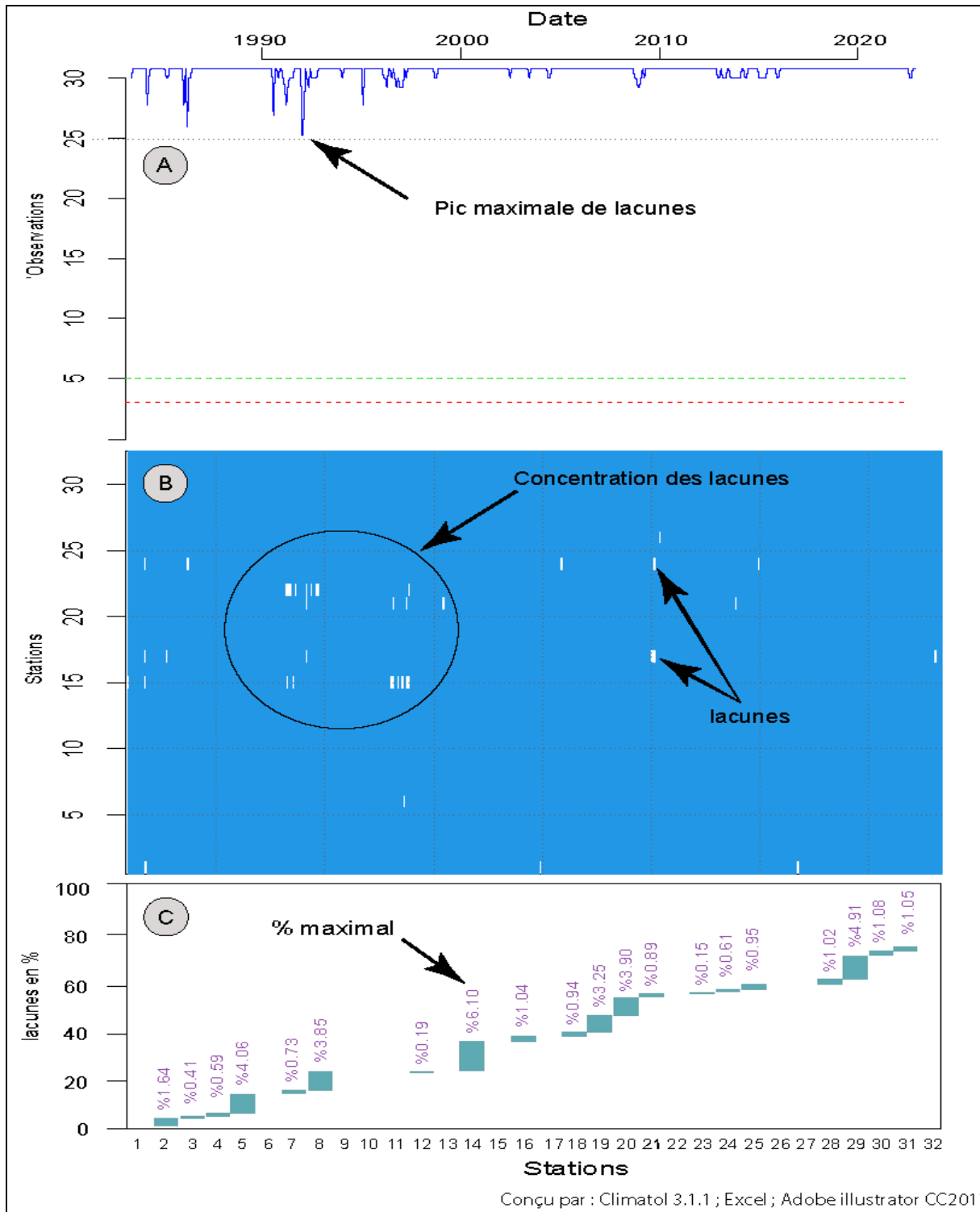


Figure III.2. Démonstration des lacunes durant la période 1982-2022 : (a) lacune maximale par jours ; (b) Période de concentration des lacunes ; (c) Pourcentage des lacunes par station.

### 3.2. Étapes de l'homogénéisation

L'homogénéisation des séries pluviométriques suit un processus méthodologique rigoureux (**Fig. III.3**), qui vise principalement à garantir l'intégrité et la cohérence temporelle des données.

Elle s'articule autour de plusieurs étapes essentielles :

Premièrement, il s'agit de détecter la présence ou l'absence de rupture(s) dans la série étudiée. L'absence de rupture permet de conclure que les données sont homogènes, c'est-à-dire qu'elles proviennent d'une même population statistique sans perturbations artificielles. En revanche, la détection d'une ou plusieurs ruptures introduit un état d'incertitude quant à leur origine : sont-elles dues à un changement artificiel ou à une évolution climatique naturelle ?

Dans un second temps, l'objectif est d'identifier la nature des ruptures détectées. Pour cela, deux approches complémentaires sont utilisées :

a) La consultation des métadonnées de la station, qui fournit des informations historiques sur d'éventuels changements ayant pu affecter la mesure (déplacement de station, modification des instruments de mesure, changement dans les protocoles d'observation, événements environnementaux majeurs, etc.).

b) La comparaison avec les séries homogènes de stations voisines, permettant de vérifier si l'anomalie observée est locale (et donc probablement artificielle) ou régionale (indiquant un changement climatique réel).

Troisièmement, une décision est prise quant à la nature de la rupture :

Si la rupture est artificielle, une correction est effectuée sur la série afin de restaurer son homogénéité.

Si la rupture est naturelle, résultant d'une évolution climatique réelle, aucune correction n'est appliquée, et la série est conservée telle quelle.

Ce processus de validation rigoureuse est fondamental, car il conditionne la qualité des analyses ultérieures portant sur les tendances climatiques, la gestion des ressources en eau ou la modélisation des impacts du changement climatique. Une homogénéisation bien conduite garantit des séries fiables, offrant ainsi une base solide pour la prise de décision scientifique et politique.

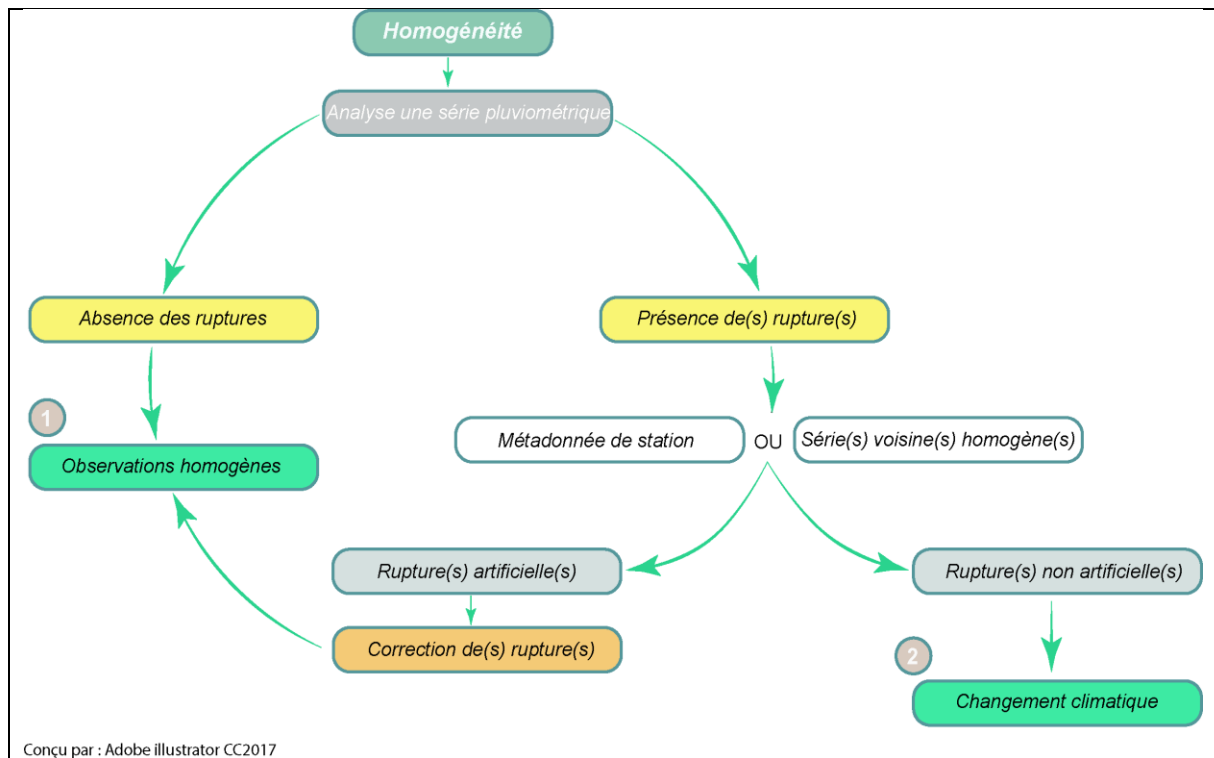


Figure III.3. Organigramme des étapes d'homogénéisation d'observations pluviométriques.

### 3.2.1. Détection des ruptures dans les séries chronologiques

La détection des ruptures dans une série(s) chronologique consiste à identifier des changements significatifs dans les caractéristiques statistiques d'une série(s), comme la moyenne ou la variance. Ces ruptures peuvent indiquer des événements ou des changements de régime sous-jacents.

Dans cette partie, deux méthodes d'analyses sont proposées : (1) l'approche absolue s'appuie sur l'application des tests paramétriques et non-paramétriques successivement sur les observations de la série en question (Wijngaard *et al.*, 2003 ; Beaulieu *et al.*, 2007). (2) l'approche relative se résume à utiliser de(s) série(s) de références pour homogénéiser de(s) série(s) de bases en appliquant le test SNHT (Alexandersson, 1986 ; Alexandersson & Moberg, 1997 ; Khaliq & Ouarda, 2007 ; OMM, 2020)

#### 3.2.1.1. Approche Absolue

La méthode Absolue se déroule en deux étapes (**Fig. III.4**) : (1) application des tests paramétriques de Buishand et d'Alexandersson qui s'appuient sur la normalité de distributions. Le test de Shapiro-Wilk a pour objectif de montrer la normalité de distribution au seuil de

signification  $\alpha=5\%$ . (2) la deuxième étape repose sur l'application des tests non paramétriques, comme le test de Pettitt et test de von-Neumen.

Le test paramétrique s'appuie aussi sur la transformation Box-Cox, qui a pour but de stabiliser la variance et rendre les données plus proches d'une distribution normale. Elle est particulièrement utile dans l'analyse de régression et d'autres modèles statistiques où l'hypothèse de normalité des résidus est essentielle (Box & Cox, 1964 ; Sakia, 1992). La transformation est définie comme suit :

$$y(\lambda) = \begin{cases} \frac{y^\lambda - 1}{\lambda} & \text{si } \lambda \neq 0 \\ \log(y) & \text{si } \lambda = 0 \end{cases} \quad (32)$$

Le paramètre  $\lambda$  est généralement déterminé par estimation du maximum de vraisemblance, en cherchant à maximiser la normalité des données transformées.

**Valeurs négatives de lambda ( $\lambda$ ) :** Les séries de données ayant une forte asymétrie, souvent positive, nécessitent une transformation inverse ou proche du logarithme pour se rapprocher d'une distribution normale.

**Valeurs positives de lambda ( $\lambda$ ) proches de 0,5 :** Ces séries étaient modérément asymétriques, et une transformation racine carrée a été appliquée pour améliorer leur normalité.

**Valeurs de lambda ( $\lambda$ ) proches de 0 (légèrement positives ou négatives):** Ces séries nécessitaient une transformation logarithmique légère ou proche de la racine carrée pour stabiliser la variance et améliorer la normalité.

La décision de la série homogène se distingue par le nombre de tests significatifs. Les observations de la série sont homogènes lorsque le nombre de tests inférieure ou égale à un (1) test significatif. En revanche, les observations sont hétérogènes lorsque le nombre de test est supérieur ou égale à deux (02) tests significatifs.

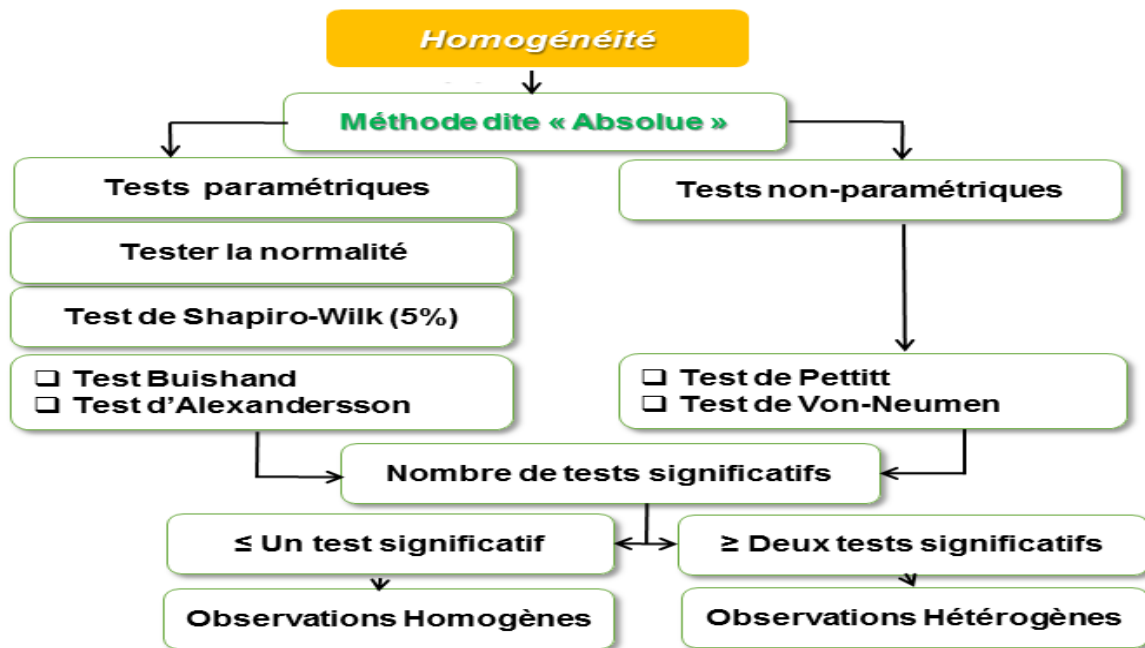


Figure III.4. Organigramme de la méthode absolue pour d'homogénéisation d'observations pluviométriques.

### 3.2.1.2. Approche relative

La méthode relative d'homogénéisation des observations pluviométriques a pour objectif de corriger les séries temporelles de précipitations afin de garantir leur comparabilité dans le temps et dans l'espace (**Fig. III.5**). Cette méthode s'appuie sur les travaux de Guijarro (2017). Elle utilise la régression orthogonale, également appelée **régression sur l'axe majeur réduit (RMA)**, qui permet de tenir compte des erreurs présentes à la fois dans les variables indépendantes (x) et dépendantes (y). Contrairement à la régression des moindres carrés ordinaires (MCO), qui suppose que seule la variable y comporte des erreurs, la RMA constitue une alternative appropriée pour l'analyse des relations bivariées lorsque les deux variables sont sujettes à incertitude (Leduc, 1987). La procédure d'ajustement du modèle suppose un modèle de régression linéaire :

$$y = \alpha + \beta x + \varepsilon \quad (33)$$

Où y et x sont respectivement des variables dépendantes et indépendantes,  $\alpha$  et  $\beta$  sont des coefficients de régression MCO et  $\varepsilon$  est un terme d'erreur aléatoire.

Le coefficient de pente RMA est :

$$\beta_{RMA} = \beta / |r_{yx}| \quad (34)$$

Où  $r_{yx}$  est le coefficient de corrélation de Pearson entre y et x.

L'erreur standard de  $\beta_{RMA}$  est égale à l'erreur standard de  $\beta$ . Le coefficient d'interception RMA est :  $\alpha_{RMA} = y - \beta_{RMA}x$  et l'erreur-type de  $\alpha_{RMA}$  est égale à l'erreur-type de  $\alpha$  (Solomon & Zhang, 2000 ; Zhang *et al.*, 2005).

Cet algorithme organise les stations dans une structure arborescente, où les clusters qui présentent des corrélations élevées sont regroupés dans la même branche. La correction des valeurs aberrantes est effectuée automatiquement et des critères prédéfinis sont utilisés pour surveiller la qualité de l'opération, grâce à la détection d'inhomogénéités relatives à l'aide du test d'homogénéité normale standard (SNHT) (Alexandersson, 1986). La valeur de test SNHT est comparée au niveau critique qui a été déterminé par Khaliq et Ouarda (2007). La série de base est homogène lorsque la valeur critique est supérieure à la valeur SNHT testée. En revanche, la série est hétérogène dans le cas contraire.

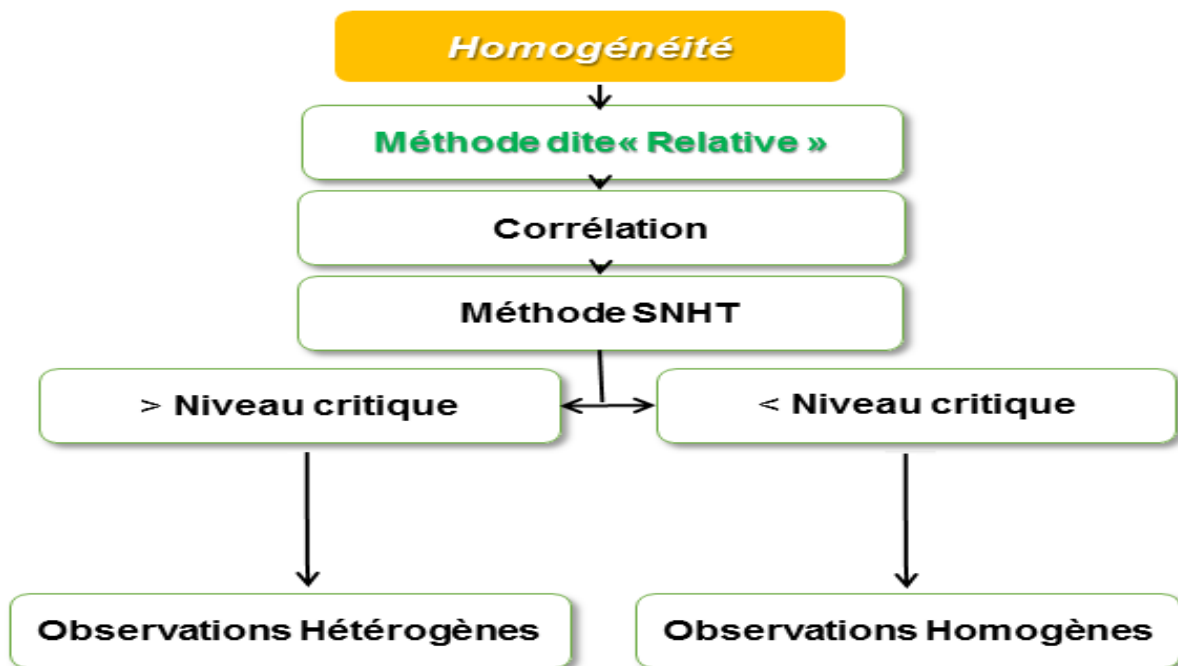


Figure III.5. Organigramme de la méthode relative pour l'homogénéisation d'observations pluviométriques.

### 3.2.2. Correction des séries pluviométriques

#### Par approche Absolue

Une fois le(s) point(s) de rupture(s) sont déterminés à l'aide de tests statistiques, test de Pettitt, Buishand, Alexandersson et le test de von-Neumen. La série est divisée en segments distincts.

Le coefficient de correction de rupture dans une série pluviométrique est utilisé pour ajuster les valeurs d'un segment de données afin de les rendre comparables à celles d'un autre segment après l'identification d'une rupture. En tenant en compte que la dernière sagement de la série est homogène. Afin de corriger le(s) rupture(s), il faut d'abord déterminer les segments de la série en fonction des ruptures, En divisant la moyenne du segment après la rupture par celle du segment avant. Ce coefficient est appliqué aux valeurs du segment précédent pour estimer leurs valeurs ajustées. Le coefficient de correction est calculé comme suite :

$$C = \frac{\bar{X}_{\text{avant}}}{\bar{X}_{\text{après}}} \quad (35)$$

Pour effectuer la correction des série(s) pluviométrique(s) à l'aide d'un coefficient de correction, la formule ci-dessous est utilisée :

$$P_{\text{corr}} = P_{\text{obs}} * C \quad (36)$$

$P_{\text{corr}}$  = précipitations corrigées

$P_{\text{obs}}$  = précipitations observées

$C$  = coefficient de correction

#### Par approche relative

Quand les maximums obtenus lors de l'application du test à la série dépassent la valeur critique ((Alexandersson, 1986 ; Khaliq & Ouarda, 2007), toutes les données précédentes sont transmises à une nouvelle série qui est ajoutée aux autres avec les mêmes coordonnées, en fonction du point de valeur maximal du test. On procède de manière itérative à cette procédure, en ne coupant que les séries ayant des valeurs SNHT plus élevées dans chaque cycle, jusqu'à ce qu'aucune autre inhomogénéité ne soit détectée. De plus, Étant donné que SNHT est un test conçu à l'origine pour trouver un seul point d'arrêt dans une série, le fait d'avoir deux ou plusieurs sauts moyens de taille similaire peut masquer ses résultats. Pour minimiser ce problème, lors du premier passage, SNHT est appliqué aux fenêtres temporelles qui se chevauchent, puis lors du deuxième passage, SNHT est appliqué à l'exécution complète, c'est-à-dire lorsque le test a une plus grande puissance de détection. Enfin, une troisième voie a été allouée pour combler toutes les données manquantes dans toutes les séries et sous-séries homologues avec la même procédure d'estimation des données décrite ci-dessus. Ces étapes sont réalisées sous R en utilisant le package Climatol 3.1.1.

### 3.3. Correction des données satellitaires

Dans cette section de l'étude, nous avons adopté une méthodologie (**Fig. III.6**) qui comprend une combinaison d'observations quotidiennes disponibles à partir de stations de surveillance au sol avec celles provenant de satellites afin d'augmenter la résolution spatiale des observations de précipitations en Algérie. La méthode est divisée en deux phases, chacune n'étant pas moins importante que l'autre :

**Première phase** : Cette étape vise à choisir, parmi les bases de données satellitaires disponibles (Chapitre II), une base de données qui représente : (1) une couverture spatiale très importante, (2) elle couvre la même période d'observations que les séries de stations pluviométriques.

**Deuxième phase** : consiste à corriger les données satellitaires adoptées en utilisant trois méthodes statistiques : (1) Méthode de Coefficients multiplicatifs, (2) Méthode de Quantile mapping, (3) Méthode de régression Linéaire. La carte isohyète est également utilisée pour ajuster la correction. Enfin, des observations quotidiennes corrigées sont produites. La correction est évaluée en établissant une corrélation entre les valeurs des stations et les valeurs adjacentes à celles-ci et également entre les valeurs mensuelles originales et corrigées de la base de données CHIRPS. Les observations corrigées sont sélectionnées parmi les trois méthodes de correction, pour analyser les précipitations extrêmes en se basant sur le coefficient RMSE et le coefficient de corrélation. La base CHIRPS (Funk *et al.*, 2015) est la plus adaptée car elle dispose d'une précision spatiale et temporelle de plus de quarante ans, ce qui aide à étudier les précipitations extrêmes en Algérie.

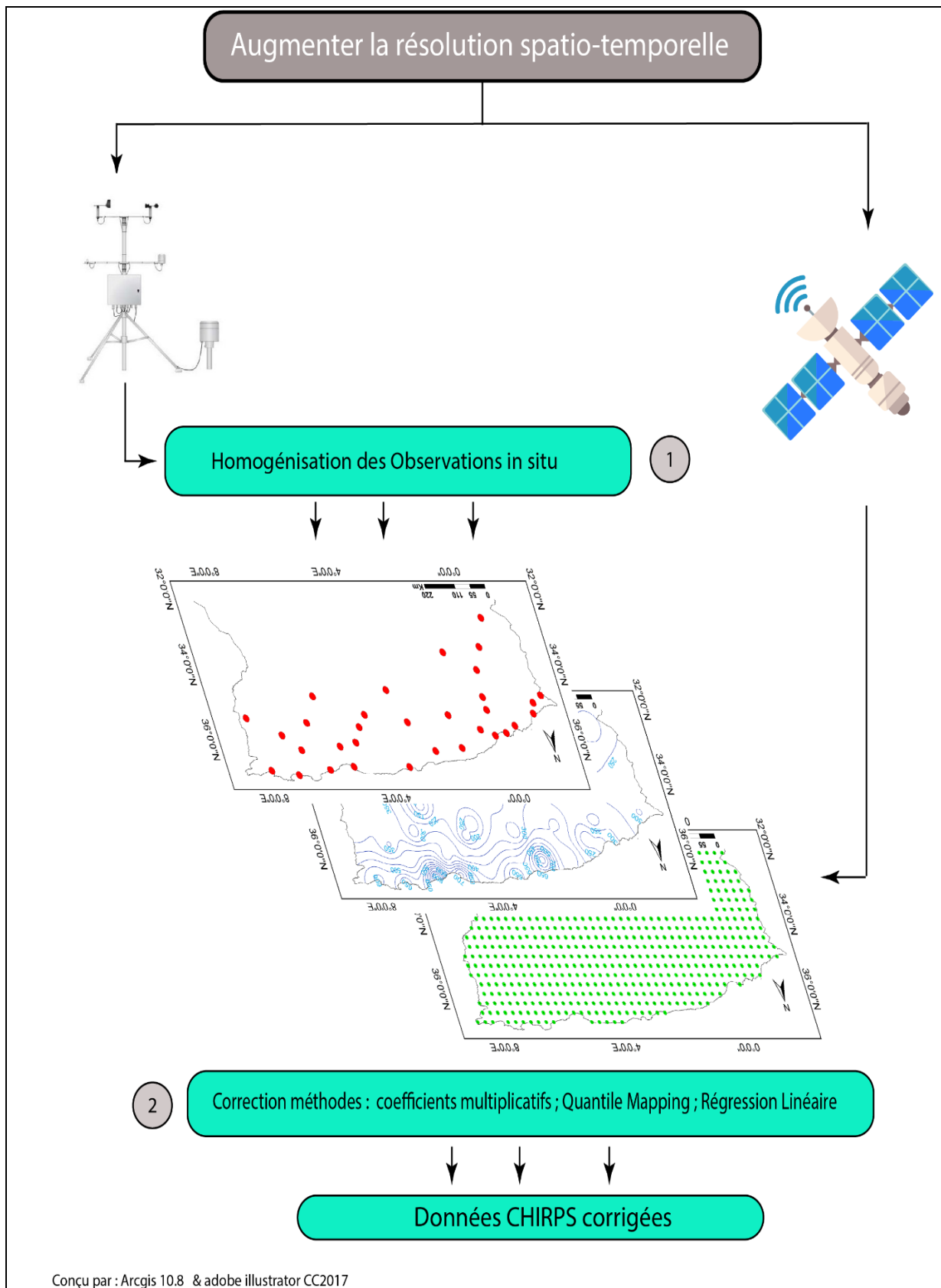


Figure III.6. Intégration de données satellitaires pour améliorer les données pluviométriques ainsi que sa résolution spatiale

### 3.3.1. Régression Linéaire

Le modèle de régression linéaire simple, c'est-à-dire un modèle avec un seul régresseur ( $x$ ) qui a une relation avec une réponse ( $y$ ) une ligne droite (**Fig. III.7**). Ce modèle de régression linéaire simple est :

$$y = \beta_0 + \beta_1 x + \varepsilon \quad (37)$$

Où l'interception  $\beta_0$  et la pente  $\beta_1$  sont des constantes inconnues et constitue un composant d'erreur aléatoire. Les erreurs sont supposées être non corrélées et avoir une moyenne nulle et variance  $\sigma^2$  inconnue. Cela signifie que la valeur d'une erreur ne dépend pas de la valeur d'une autre erreur.

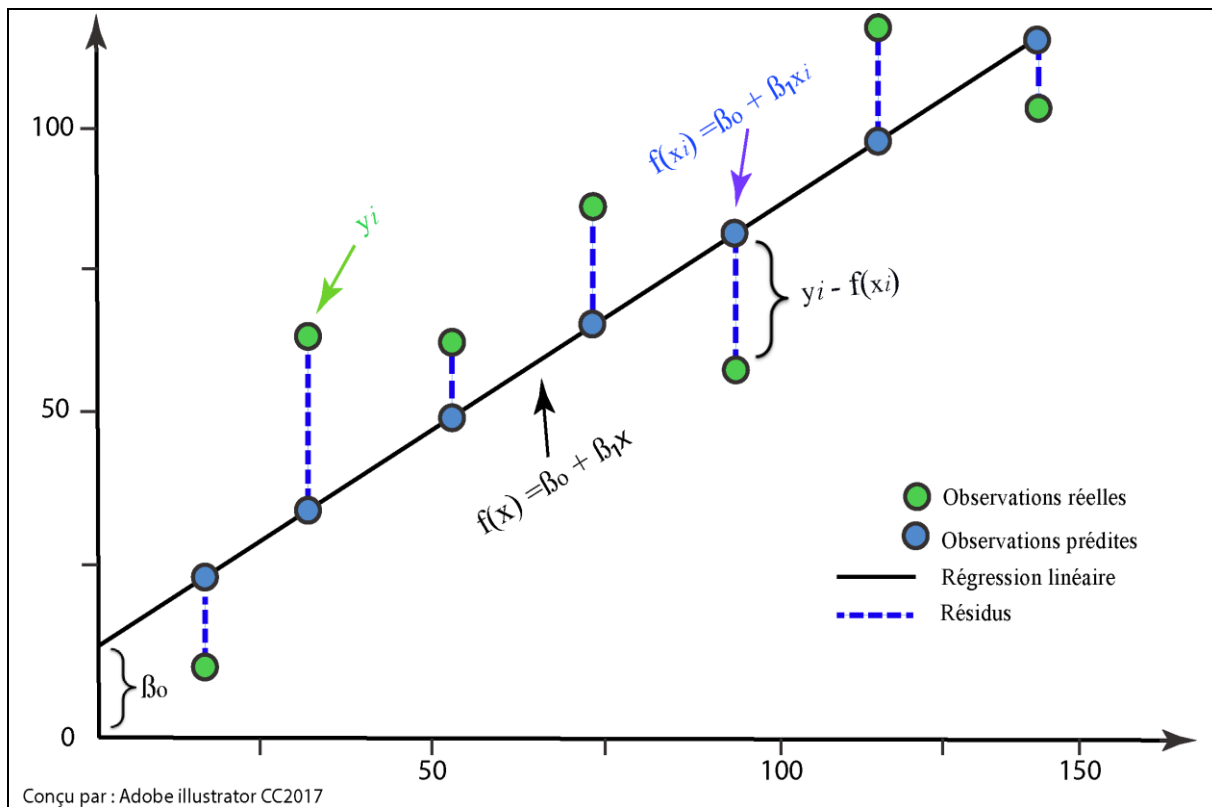


Figure III.7. Démonstration de la correction du biais par l'approche de régression linéaire

Il est pratique de voir le régresseur ( $x$ ) tel que contrôlé par l'analyste de données et évalué avec une erreur négligeable, tandis que la réponse ( $y$ ) est une variable aléatoire. C'est-à-dire qu'une distribution de probabilité pour ( $y$ ) à chaque valeur possible pour ( $x$ ). La moyenne de cette distribution est :

$$E(y, x) = \beta_0 + \beta_1 x \quad (38)$$

Et la variance est :

$$Var(y, x) = Var(\beta_0 + \beta_1 x + \varepsilon) = \sigma^2 \quad (39)$$

Ainsi, la moyenne de (y) est une fonction linéaire de (x) bien que la variance de (y) ne dépende pas de la valeur de (x). En outre, parce que les erreurs sont non-corrélées, Les réponses sont également non-corrélées. Les paramètres  $\beta_0$  et  $\beta_1$  sont généralement appelés coefficients de régression. Ces coefficients ont une interprétation simple et souvent utile. La pente  $\beta_1$  est la modification de la moyenne de la distribution de (y) produite par un changement d'unité dans (x). Si la plage de données sur (x) comprend  $x=0$ , l'interception  $\beta_0$  est la moyenne de la distribution de la réponse (y) lorsque  $x = 0$ . Si la plage de (x) n'inclut pas 0 alors  $\beta_0$  n'a aucune interprétation (Montgomery *et al.*, 2012).

### 3.3.2. Coefficients multiplicatifs

La méthode des coefficients multiplicatifs (Cm) suit un principe similaire à celui présenté précédemment dans la section « 3.2.2. Correction des séries ; Approche Absolue ». Elle est utilisée pour ajuster les données de précipitations issues de sources telles que les observations satellitaires, afin de les rendre plus cohérentes avec les mesures effectuées au niveau des stations pluviométriques au sol. Le principe consiste à calculer un facteur de correction sous forme de ratio entre les valeurs estimées par le modèle et celles observées à une station donnée sur la même période. Ce coefficient est ensuite appliqué aux données à corriger pour améliorer leur précision.

$$Cm_t = \frac{P_o(t)}{P_m(t)} \quad (40)$$

Où  $P_o$  représente la valeur de précipitation observée à une station à l'instant  $t$ , et  $P_m$  la valeur estimée par un modèle à ce même instant. Une fois les coefficients multiplicatifs calculés à partir du rapport entre ces deux valeurs, ils sont appliqués aux données estimées afin de les ajuster. Cette correction s'effectue par simple multiplication des estimations par les coefficients correspondants, améliorant ainsi la représentativité des données modélisées par rapport aux mesures de terrain.

$$P_c = P_{m(t)} * Cm_t \quad (41)$$

Où  $P_c$  est la valeur de précipitation corrigée.

### 3.3.3. Cartographie Quantile

Elle est également connue sous le nom de « cartographie probabiliste » et « cartographie distributionnelle » a été utilisée en raison de sa simplicité, de son efficacité de calcul, permettant de corriger les données pluviométriques. Cette méthode consiste à développer la relation statistique entre les sorties observées et simulées du modèle, en remplaçant les valeurs simulées par les valeurs observées avec la même fonction de densité cumulative (CDF) (Fig. III.8).

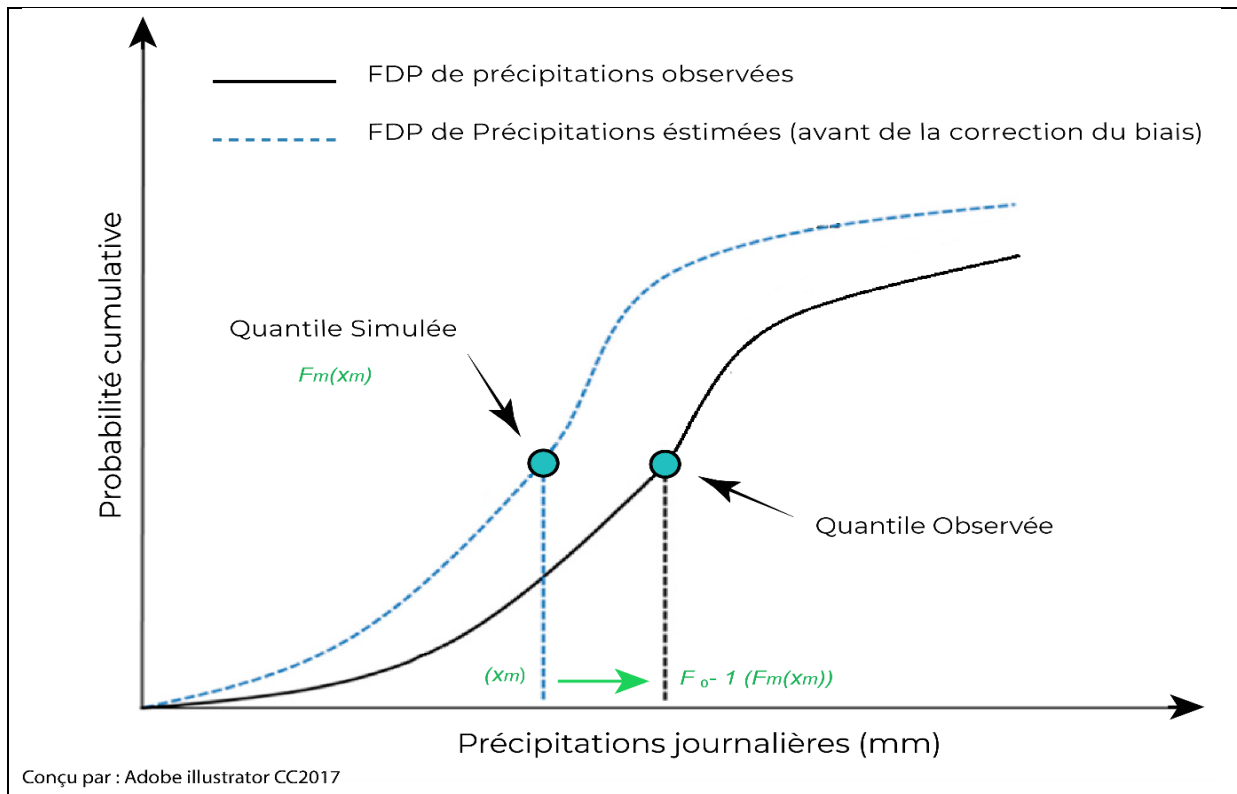


Figure III.8. Démonstration de la correction du biais par l'approche cartographie quantile

La correction du biais pour les valeurs de précipitations est effectuée en ajustant les valeurs de précipitations quotidiennes de chaque mois à une distribution gamma (Ines & Hansen, 2006 ; Kim *et al.*, 2016).

$$\bar{x}_{ms, \text{corr}} = \begin{cases} F_{Op}^{-1} ( F_{mp} ( x_{ms} ), & x_{ms} \geq x_{tp} \\ 0, & x_{ms} < x_{tp} \end{cases} \quad (42)$$

Où  $x$  est la variable climatique ;  $\bar{x}_{ms, \text{corr}}$  est les données simulées du modèle corrigées du biais ; le seuil  $x_{tp}$  est utilisé pour classer une journée pluvieuse ou sèche (un jour avec des précipitations  $> 1$  mm est supposé être un jour humide) ;  $o$  = observé,  $m$  = modèle,  $p$  = période historique et  $s$  = période de simulation

Dans ce travail, les trois méthodes de correction de données satellitaires sont évaluées par l'erreur quadratique moyenne (RMSE) qui s'exprime par :

$$RMSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_c - P_o)^2 \quad (43)$$

Une faible valeur du RMSE (Root Mean Square Error) indique une faible différence entre les valeurs observées (in situ) et celles corrigées, ce qui témoigne d'une meilleure précision de la correction appliquée.

*Tableau III.1. Comparaison entre les méthodes de correction de biais utilisées*

	Régression Linéaire	Coefficients Multiplicatifs	Cartographie quantile
Méthode	Relation linéaire entre les valeurs	Facteur de correction fixe	Modifier la distribution
Hypothèses	Suppose une relation linéaire	Suppose un rapport constant entre les valeurs.	Ne présume pas d'une relation spécifique.
Meilleure utilisation	Lorsqu'il existe une relation linéaire claire	Lorsque l'erreur est relativement régulière	Distributions non normales
Résultats	Plus simple mais efficace lorsque la relation est linéaire.	Rapide et facile, mais peut être inexact avec de grandes variations.	Peut être plus précis dans les cas complexes.

## **IV. Analyse des observations pluviométriques**

### **4.1. Homogénéisation des séries pluviométriques**

La méthode d'homogénéisation a été appliquée aux trente-deux (32) séries d'observation pluviométriques collectées dans diverses stations réparties dans le nord de l'Algérie, couvrant une période de quarante et un ans (1982-2022). L'objectif principal de cette démarche est de garantir que les analyses pluviométriques reflètent fidèlement les variations climatiques réelles, sans être influencées par des biais méthodologiques ou techniques. Une fois les ruptures détectées, elles seront étudiées et, si nécessaire, corrigées pour restaurer l'homogénéité des séries.

#### **4.1.1. Par approche absolue**

##### ***4.1.1.1. Test de normalité de la distribution***

Cette étape repose sur la vérification de la normalité des données pluviométriques, condition nécessaire à l'application des tests paramétriques. L'hypothèse nulle  $H_0$  (normalité des

données) est acceptée lorsque la valeur p du test dépasse le seuil de signification fixé à 5 % (**Tableau III.2**). À l'inverse, si la valeur ppp est inférieure à ce seuil, l'hypothèse alternative H1 est retenue, indiquant un écart significatif à la normalité. En complément de l'analyse numérique, une méthode graphique est mobilisée à travers la courbe P-P, qui permet de comparer les quantiles empiriques des précipitations avec ceux d'une distribution normale théorique (**Fig. III.9**). Lorsque les points du graphique s'alignent approximativement sur la diagonale, cela suggère que les données suivent une loi normale. La combinaison de l'évaluation statistique et de la représentation graphique fournit un cadre robuste pour juger du respect de cette hypothèse.

Les résultats indiquent que, pour les stations d'Es Senia, Aïn Sefra, Ghriss, Biskra, Batna ainsi que pour la station d'El Kheïter, la valeur ppp est inférieure au seuil de 5 %. Ces séries ne respectent donc pas l'hypothèse de normalité, ce qui suggère le recours à des tests non paramétriques pour la suite de l'analyse.

*Tableau III.2. La normalité de distribution (Shapiro-Wilk)*

Séries	S. test	P. value
S1	0,987	0,910
<b>S2</b>	<b>0,946</b>	<b>0,049</b>
S3	0,984	0,837
S4	0,963	0,196
<b>S5</b>	<b>0,927</b>	<b>0,012</b>
S6	0,975	0,494
<b>S7</b>	<b>0,884</b>	<b>0,001</b>
S8	0,985	0,842
S9	0,968	0,308
S10	0,966	0,257
S11	0,986	0,895
S12	0,978	0,602
S13	0,972	0,405
S14	0,988	0,940
S15	0,957	0,121
<b>S16</b>	<b>0,943</b>	<b>0,040</b>
<b>S17</b>	<b>0,943</b>	<b>0,041</b>
<b>S18</b>	<b>0,938</b>	<b>0,027</b>
S19	0,969	0,320
S20	0,970	0,337
S21	0,970	0,337
S22	0,967	0,276
S23	0,984	0,810
S24	0,982	0,749
S25	0,977	0,567

S26	0,986	0,890
S27	0,968	0,292
S28	0,981	0,698
S29	0,972	0,406
S30	0,962	0,181
S31	0,987	0,921
S32	0,983	0,791

**N.B. :** En gras le test d'hypothèse nul  $H_0$  est rejetée (les valeurs non distribuées normalement)

Le graphique P-P présenté fournit une confirmation visuelle du résultat précédent en comparant les données pluviométriques du jeu de données étudié (**Fig. III.9**) avec une distribution normale théorique. Ce type de graphique permet de visualiser dans quelle mesure les données observées correspondent à une distribution normale attendue. Dans un scénario où les données suivent parfaitement une distribution normale, tous les points du graphique devraient s'aligner précisément le long de la ligne droite rouge tracée comme référence. Cependant, lorsque les points s'éloignent de cette ligne, cela indique une déviation par rapport à la normalité. Cette déviation peut être interprétée comme une preuve que les données analysées ne suivent pas une distribution normale, confirmant ainsi les conclusions des tests statistiques effectués précédemment (**Tableau III.2**). Ces écarts, visibles sur le graphique, peuvent refléter des caractéristiques spécifiques des données, comme des asymétries, des extrêmes ou d'autres anomalies dans les séries pluviométriques.

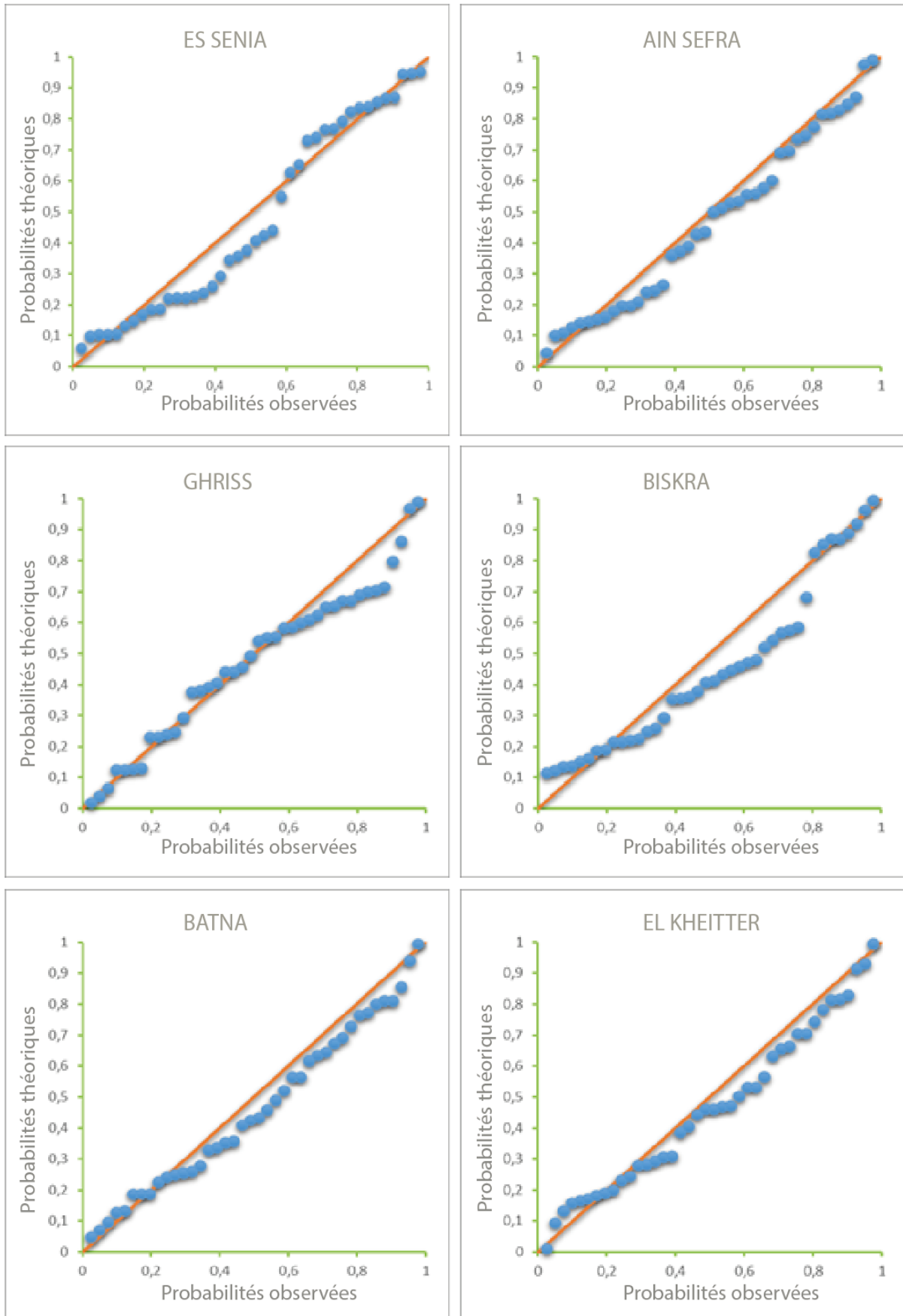


Figure III.9. Illustration du graphique P-P (la normalité de distribution)

La transformation de Box-Cox a été utilisée pour convertir les observations mensuelles de données pluviométriques, initialement réparties selon une distribution dissymétrique, en une distribution plus symétrique et conforme aux exigences d'une analyse statistique rigoureuse (**Fig. III.10**). Cette méthode est particulièrement efficace pour réduire l'asymétrie et stabiliser la variance des séries de données, facilitant ainsi leur modélisation et leur interprétation. Les valeurs du paramètre lambda ( $\lambda$ ) jouent un rôle clé dans ce processus, car elles déterminent la nature exacte de la transformation appliquée. Par exemple,  $\lambda = 0$  correspond à une transformation logarithmique, tandis que d'autres valeurs définissent des modifications exponentielles ou racines spécifiques. **Le tableau III.3** récapitulatif met en évidence les différentes valeurs de  $\lambda$  obtenues pour chaque série, expliquant leur signification et leur effet sur les données transformées.

*Tableau III.3. Les valeurs de paramètre Lambda ( $\lambda$ )*

Station	$\lambda$	Signification
S2	0,331	Proche d'une transformation racine
S5	-0,077	Proche du logarithme
S7	-0,136	Inverse
S16	0,283	Proche d'une transformation racine
S17	-0,146	Inverse
S18	0,359	Proche d'une transformation racine

Cette transformation a été réalisée avec le logiciel R, en s'appuyant sur les packages spécialisés "MASS" et "ggplot2", qui permettent à la fois une mise en œuvre efficace de la transformation et une visualisation claire des résultats. Cela garantit une normalisation des données, essentielle pour les étapes suivantes de l'analyse statistique.

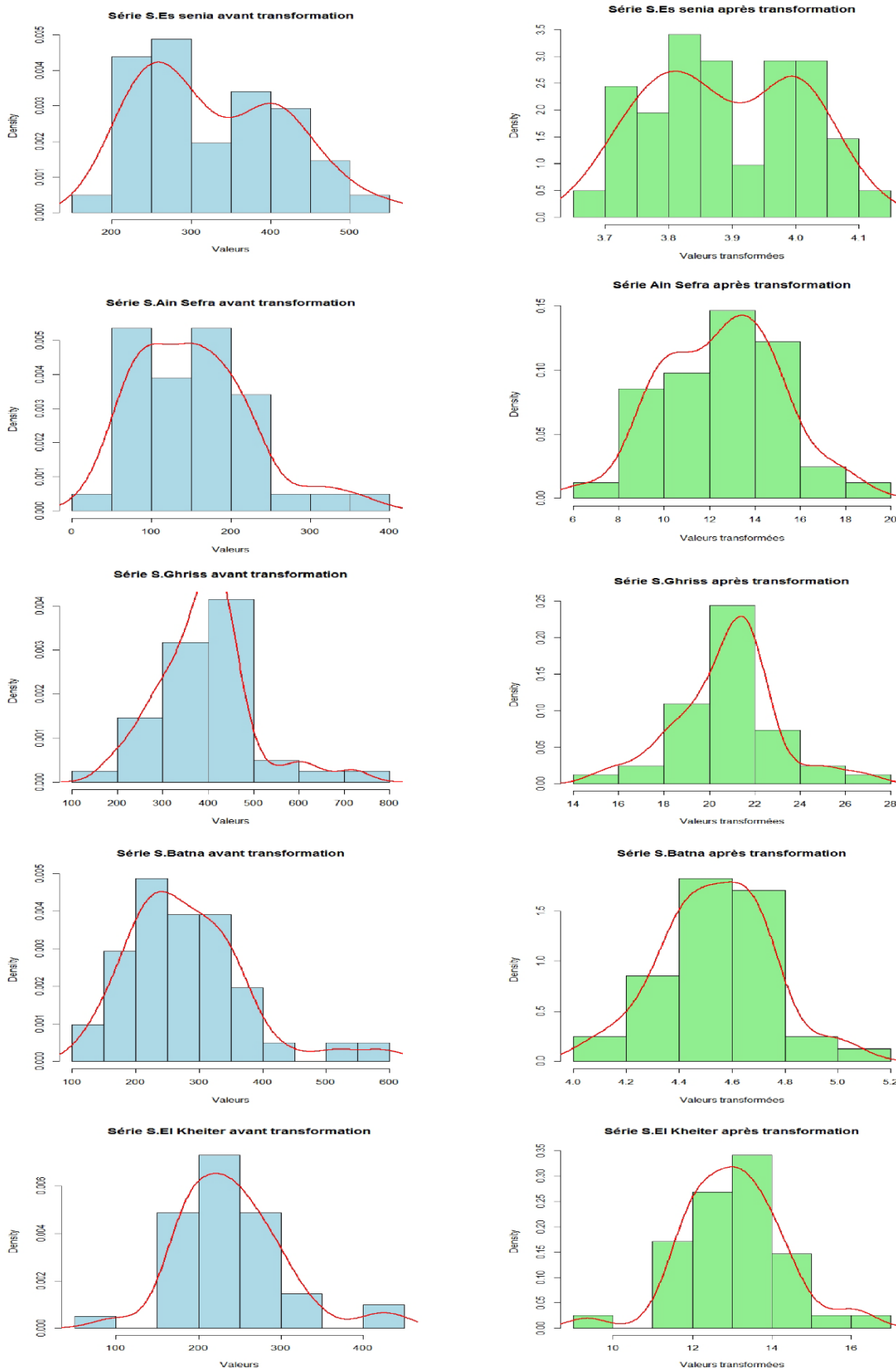


Figure III.10. Transformation de la distribution dissymétrique à asymétrique

### 4.1.1.2. Tests paramétriques et non-paramétriques

Les résultats des tests statistiques de Pettitt, SNHT, Buishand et Von Neumann (**tableau III.4**) visent à identifier des ruptures ou des changements significatifs dans les séries de données provenant de 32 stations. Ces tests permettent d'évaluer l'homogénéité et la stabilité des données dans le temps. L'hypothèse nulle ( $H_0$ ) stipule qu'il n'y a pas de changement significatif. Les valeurs des tests (p-valeurs) permettent de déterminer si  $H_0$  peut être rejetée ou non au seuil de signification de  $\alpha = 5\%$ .

#### a) Analyse des résultats par station

##### Résultats globaux

Sur les 32 stations, plusieurs sont présentées par une valeur de p-valeur faible ( $< 0,05$ ), indiquant un rejet de  $H_0$  par un ou plusieurs tests. Cela reflète des changements potentiels ou des anomalies dans les séries de données. En revanche, certaines stations affichent des valeurs de p-valeur élevées pour tous les tests, suggérant une homogénéité relative.

#### b) Stations avec des changements significatifs

**Station S4** : Toutes les p-valeurs (Pettitt = 0,007, SNHT = 0,006, Buishand = 0,003, Von Neumann = 0,003) sont faibles, indiquant un rejet uniforme de  $H_0$ . Cela suggère une forte rupture ou une anomalie dans les données de cette station.

**Station S19** : Les p-valeurs (Pettitt = 0,001, SNHT = 0,002, Buishand = 0,000, Von Neumann =  $< 0,0001$ ) confirment unanimement un changement significatif. Ces résultats pourraient être associés à des événements majeurs ou à des modifications méthodologiques dans la collecte des données.

**Station S22** : Ici aussi, les quatre tests révèlent des p-valeurs très faibles (0,003, 0,005, 0,003, 0,002), indiquant des changements notables dans les séries temporelles.

#### c) Stations sans changements significatifs

**Station S15** : Les p-valeurs élevées (ex. : Pettitt = 0,676, SNHT = 0,683) indiquent que  $H_0$  n'est pas rejetée, ce qui signifie que les données sont homogènes et ne montrent pas de rupture significative.

**Station S10** : Avec des p-valeurs relativement élevées (Pettitt = 0,797, SNHT = 0,565), cette station semble également stable.

#### d) Interprétation des résultats

L'analyse des ruptures dans les séries chronologiques a été menée à l'aide de plusieurs tests statistiques, chacun apportant un éclairage complémentaire sur l'homogénéité des données. Le test de **Pettitt**, qui détecte les changements ponctuels dans une série, a mis en évidence des ruptures significatives pour les stations S4, S19 et S22, avec des p-valeurs inférieures à 0,05. À l'inverse, d'autres stations comme S10 ( $p = 0,797$ ) et S15 ( $p = 0,676$ ) n'ont révélé aucune discontinuité notable. Le test **SNHT**, plus sensible aux changements progressifs, confirme également des anomalies sur les stations S19 et S22 ( $p = 0,002$  et  $0,005$  respectivement), tandis que la station S31 semble relativement stable ( $p = 0,653$ ). Le test de **Buishand**, axé sur la détection des variations brusques dans la moyenne, signale à son tour des ruptures pour S4, S19 et S22, renforçant les conclusions des tests précédents. La station S12, avec une p-valeur de 0,634, demeure stable malgré une valeur légèrement supérieure au seuil conventionnel. Enfin, le test de **Von Neumann**, qui évalue la régularité des données et leur indépendance, révèle une anomalie marquée sur la station S19 ( $p < 0,0001$ ), alors que S15 reste conforme à l'hypothèse de stabilité ( $p = 0,312$ ).

La synthèse des résultats permet de distinguer clairement les stations les plus stables, telles que S10, S15, S21 et S12, qui affichent des p-valeurs élevées et cohérentes entre les différents tests. En revanche, S4, S19 et S22 présentent des ruptures nettes, suggérant une instabilité significative, possiblement liée à des facteurs climatiques, environnementaux ou des modifications dans les procédures de mesure. Certains cas restent ambigus, comme la station S6, qui présente des résultats contrastés selon les tests (par exemple : Pettitt = 0,011, Von Neumann = 0,009), et nécessitent une attention particulière.

Ces résultats soulignent une hétérogénéité marquée dans les séries temporelles étudiées. Pour affiner l'interprétation, il est recommandé d'explorer les causes possibles des ruptures détectées, telles que des événements climatiques extrêmes ou des erreurs de collecte. Une représentation graphique des séries pourrait également enrichir l'analyse, tout comme une vérification approfondie des protocoles de mesure dans les stations présentant des résultats contradictoires.

Tableau III.4. Résultat des tests statistiques

Station	Pettitt	SNHT	Buishand	Von Neumann
S1	0,361	0,225	0,447	0,252
S2	0,069	0,240	0,083	<b>0,007</b>
S3	0,926	0,214	0,676	0,482
<b>S4</b>	<b>0,007</b>	<b>0,006</b>	<b>0,003</b>	<b>0,003</b>

S5	0,492	0,654	0,385	0,199
S6	<b>0,011</b>	<b>0,046</b>	<b>0,016</b>	<b>0,009</b>
S7	0,343	0,135	0,258	0,089
S8	0,382	0,636	0,550	<b>0,033</b>
S9	0,129	0,225	0,313	0,226
S10	0,797	0,565	0,899	0,536
S11	0,188	<b>0,009</b>	0,173	0,066
S12	0,417	0,314	0,634	0,588
S13	0,579	0,555	0,680	0,162
S14	0,646	0,145	0,891	0,626
S15	0,676	0,683	0,591	0,312
S16	<b>0,032</b>	0,085	<b>0,015</b>	0,373
S17	0,827	0,329	0,796	0,610
S18	0,280	<b>0,001</b>	0,130	<b>0,042</b>
<b>S19</b>	<b>0,001</b>	<b>0,002</b>	<b>0,000</b>	<b>&lt; 0,0001</b>
S20	0,137	0,207	0,075	0,162
S21	0,570	0,600	0,633	0,195
<b>S22</b>	<b>0,003</b>	<b>0,005</b>	<b>0,003</b>	<b>0,002</b>
S23	0,178	0,120	0,141	0,155
S24	0,538	0,120	0,487	0,304
S25	0,223	0,241	0,269	0,319
S26	0,498	0,054	0,255	0,224
S27	0,233	0,237	0,287	0,161
S28	0,348	0,568	0,288	0,276
S29	0,892	0,067	0,776	0,291
S30	0,459	0,610	0,302	0,115
S31	0,324	0,653	0,359	0,106
S32	0,215	0,229	0,281	0,090

**N.B.** : en gras indique que l'hypothèse nul  $H_0$  a été rejetée au seuil  $\alpha = 5\%$

Le **Tableau III.5** présente une classification des séries pluviométriques en fonction du nombre de tests significatifs sur la période 1982-2022, réparties en trois classes selon leur homogénéité:

**Classe 1** : Séries homogènes.

**Classe 2** : Séries probablement homogènes.

**Classe 3** : Séries non-homogènes.

*Tableau III.5. Classification des séries pluviométriques en trois classes*

Période	Classe 1	Classe 2	Classe 3	Total
1982-2022	<b>29</b>	<b>0</b>	<b>3</b>	<b>32</b>

Sur les **32 séries analysées**, **29** appartiennent à la **Classe 1**, ce qui suggère une grande homogénéité des séries pluviométriques pour la période étudiée. Cela reflète probablement une stabilité des précipitations dans la majorité des cas, sans changements significatifs dans leurs caractéristiques au fil du temps.

En revanche, seulement **3 séries** sont classées dans la **Classe 3**, indiquant des séries non-homogènes. Ces séries pourraient représenter des anomalies, des ruptures, ou des variations importantes dans les précipitations au cours des années. Leur faible nombre met en évidence le caractère exceptionnel ou rare de telles variations, qui pourraient être attribuées à des facteurs locaux, climatiques ou méthodologiques.

L'absence totale de séries dans la **Classe 2** pourrait suggérer que les critères pour cette catégorie ne correspondent pas aux caractéristiques des séries observées ou qu'elle correspond à des conditions très rares.

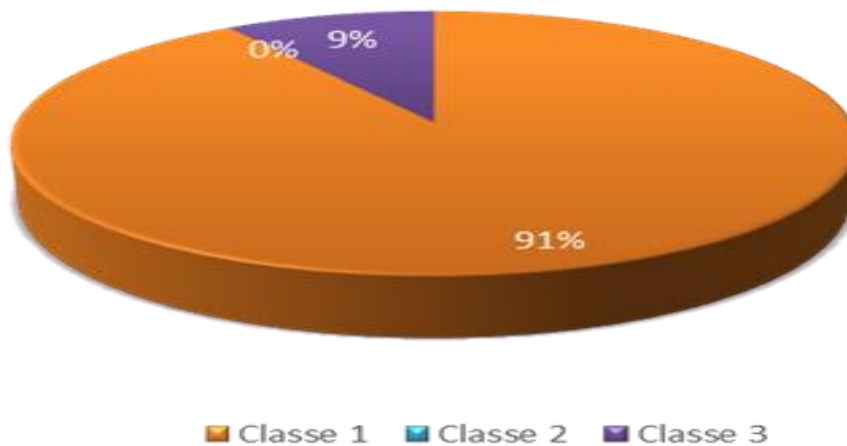


Figure III.11. Classification des séries homogènes en pourcentage.

La répartition des séries montre une prédominance marquée de l'homogénéité des séries pluviométriques sur la période 1982-2022, avec quelques exceptions notables. Cette classification met en lumière une stabilité générale des données, mais souligne aussi la nécessité d'étudier plus en détail les 3 séries non-homogènes (**station d'Arzew, Jijel et la station de Miliana**) pour identifier les causes sous-jacentes, telles que des changements climatiques, des ruptures dans les données ou des phénomènes extrêmes.

#### 4.1.2. Par approche Relative

L'homogénéisation des séries pluviométriques par la méthode relative repose sur la comparaison des séries entre elles en tenant compte du degré de corrélation. Cette approche permet d'évaluer la cohérence des données enregistrées dans différentes stations, en s'assurant que les séries présentant des caractéristiques similaires dans des conditions géographiques proches sont bien alignées. Les coefficients de corrélation utilisés dans cette méthode doivent être positifs pour indiquer une relation directe entre les stations. Le corrélogramme (**Fig. III.12**)

illustre cette relation en fonction de la distance géographique séparant les stations. Il est clairement observé que les stations situées à moins de 100 km les unes des autres, présentent des coefficients de corrélation élevés, suggérant une forte similitude dans leurs régimes pluviométriques. En revanche, au fur et à mesure que la distance augmente, le coefficient de corrélation tend à diminuer, reflétant une divergence progressive des conditions climatiques. De plus, des corrélations négatives entre certaines stations peuvent être attribuées à des régimes pluviométriques opposés, où une augmentation des précipitations dans une région coïncide avec une diminution dans une autre. Cette analyse a été réalisée à l'aide du logiciel R (Climatol), qui offre des outils spécifiques pour traiter et visualiser les données climatiques. L'utilisation de cette méthode garantit une identification plus précise des anomalies et des ruptures dans les séries, tout en fournissant une base robuste pour leur homogénéisation.

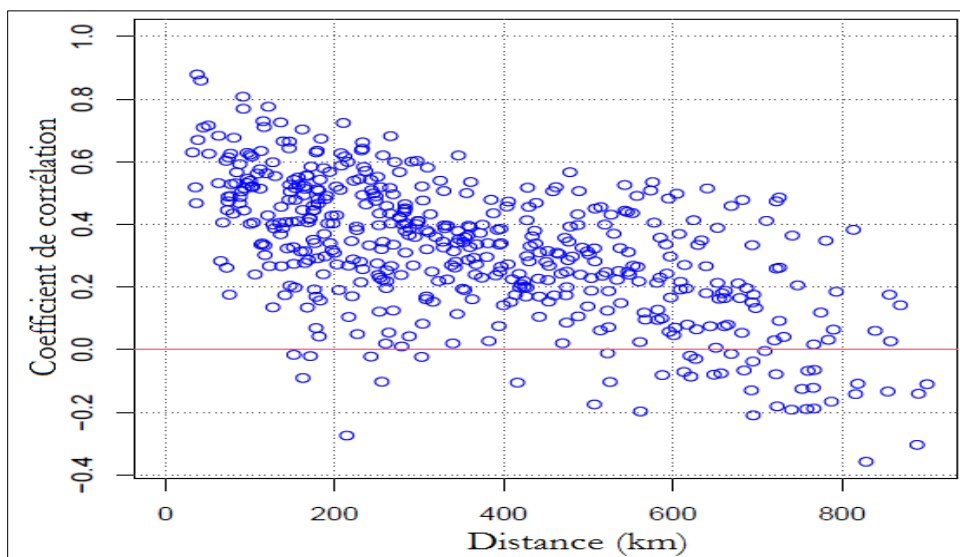


Figure III.12. *Corrélogramme des stations en fonction de distance.*

L'application de la méthode Standard Normal Homogeneity Test (SNHT) constitue un outil puissant pour détecter des ruptures dans les séries pluviométriques, notamment à une échelle mensuelle. Cette méthode permet d'identifier des points où les données diffèrent significativement, indiquant une potentielle hétérogénéité au sein des séries temporelles étudiées. Les valeurs calculées par la méthode SNHT sont ensuite comparées à des seuils de référence, tels que ceux présentés par Khaliq et Ouarda en 2007, afin de valider la présence ou l'absence de ruptures. L'analyse dévoile deux ruptures distinctes. La première rupture concerne la station S19, où la moyenne pluviométrique change de manière notable, tandis que la seconde est observée dans la série correspondant à la station S22. Ces changements reflètent une

instabilité climatique ou des modifications locales influençant les données recueillies. La Figure. III.13. montrent clairement que les deux séries concernées sont hétérogènes, plus précisément, les valeurs maximales de SNHT enregistrées, sont de **13,50** pour la station de Jijel et de **14,10** pour celle de Miliana, confirmant la présence de ruptures significatives. Ces indices dépassent largement les seuils critiques, attestant ainsi des variations importantes au sein des séries temporelles analysées. La méthode SNHT se révèle donc essentielle pour une meilleure compréhension des changements dans les données pluviométriques et pour une interprétation rigoureuse des anomalies observées.

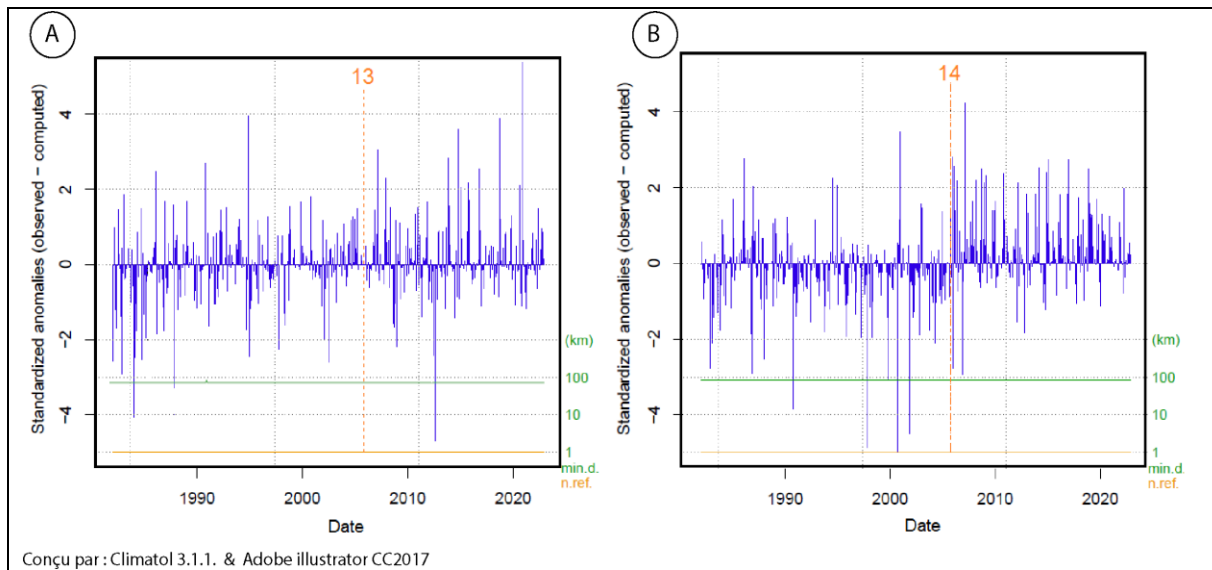


Figure III.13. Détection d'un décalage de la moyenne (A) Station de Jijel, (B) Station de Miliana

L'analyse temporelle réalisée à l'aide de la méthode relative révèle que les discontinuités observées se concentrent exclusivement sur une seule décennie, celle de 2001-2011. Au sein de cette période, une rupture notable dans la série mensuelle de la station de Jijel est identifiée précisément en 2002. De manière similaire, la station de Miliana enregistre également une rupture marquante au niveau de l'année 2005, indiquant une synchronisation potentielle des phénomènes affectant ces deux stations (**tableau III.6**). Sur le plan hydrologique, ces ruptures traduisent des modifications significatives dans deux grands bassins versants distincts. La première, liée à la station de Jijel, caractérise le bassin des Côtiers Constantinois. La seconde, enregistrée à la station de Miliana, correspond au bassin des Côtiers Algérois. Ces ruptures témoignent probablement d'événements climatiques ou hydrologiques majeurs ayant influencé les régimes pluviométriques locaux et régionaux ; sinon, elles résultent de modifications non climatiques, soulignant l'importance d'une surveillance continue pour mieux comprendre ces dynamiques. Cela met également en évidence l'importance du suivi régulier des observations,

ainsi que de la documentation et de l'archivage des différents événements auxquels la station de mesure a été exposée (archives de la station), afin de différencier les ruptures naturelles des ruptures non naturelles.

*Tableau III.6. Ruptures indiquées dans les séries pluviométriques*

Code	Station	Date de rupture	SNHT Observée	SNHT Critique (95%)
S19	Jijel	01/01/2002	13,50	8,214
S22	Miliana	01/01/2005	14,10	8,214

### 4.1.3. Correction des ruptures non climatiques

La figure III.14 illustre le processus de correction des ruptures significatives détectées dans les séries de données des stations d'Arzew, Miliana et Jijel, couvrant la période de 1982 à 2022. La consultation des métadonnées de ces stations révèle que les discontinuités observées à la station de Miliana ainsi qu'à celle de Jijel sont principalement attribuées à des facteurs non climatiques.

Pour la station d'Arzew (figure III.14a), une rupture marquée est identifiée en 2002. Cette discontinuité semble également résulter d'un changement dans les conditions de mesure, probablement lié à une modification de l'équipement, des méthodes d'observation ou de l'environnement immédiat de la station. Afin de vérifier l'origine de cette anomalie, une comparaison a été réalisée avec les données homogènes de la station d'Es Senia, située dans une zone au climat similaire. L'analyse a confirmé que la rupture était d'origine non climatique, justifiant une correction destinée à rétablir l'homogénéité de la série.

La figure III.14(b), relative à la station de Miliana, met en évidence une rupture survenue en 2005, coïncidant avec l'introduction d'un nouvel appareil de mesure. Ce changement technique a généré des incohérences dans les données, altérant la qualité des enregistrements. La correction appliquée a permis de supprimer ces distorsions, assurant ainsi une continuité des observations et une base de données fiable pour l'analyse des tendances climatiques.

De manière similaire, la station de Jijel présente une rupture en 2002, également liée à un changement d'instrumentation. Cette anomalie a été corrigée à l'aide de méthodes rigoureuses, afin d'éliminer les effets non climatiques et de restaurer la cohérence de la série temporelle. Ces ajustements sont indispensables pour garantir des analyses climatiques précises et représentatives des évolutions réelles.

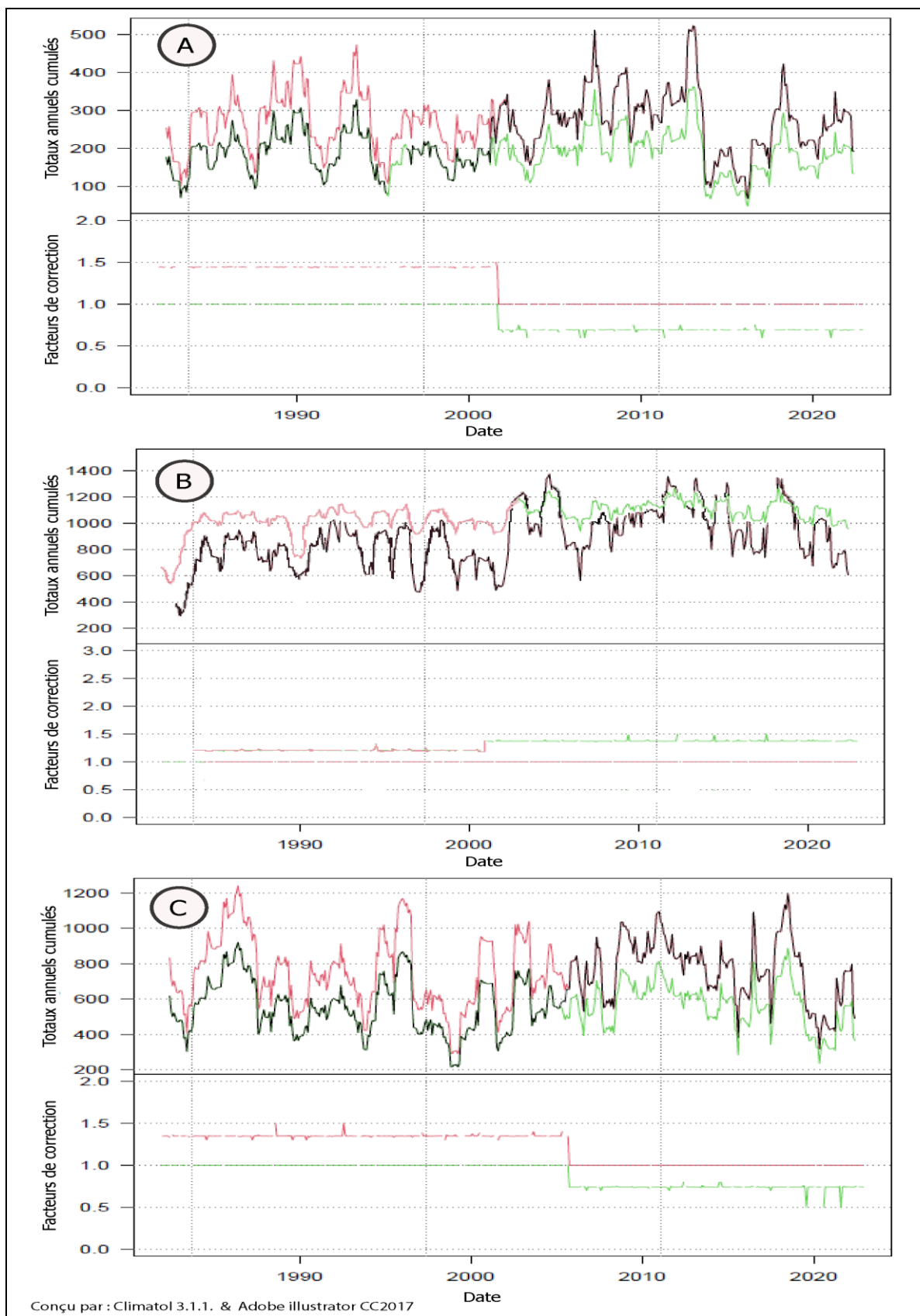
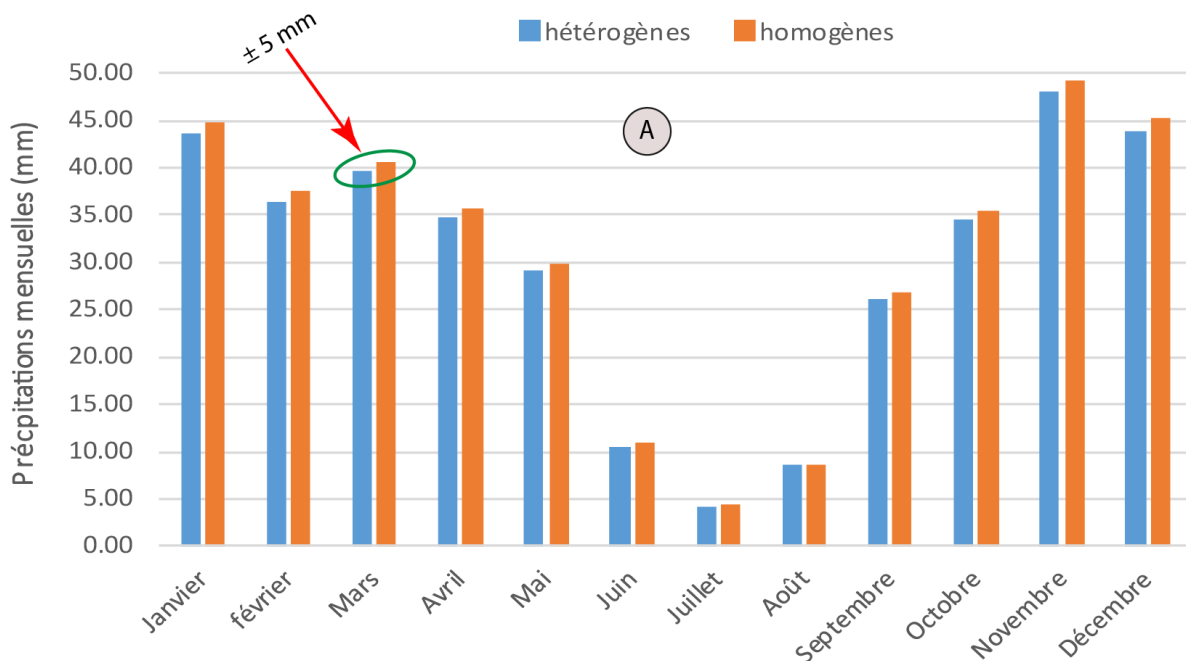


Figure III.14. Correction les ruptures significatives : (A) Station Arzew ; (B) Jijel ; (C) Miliana (1982-2022)

### 4.1.4. Analyse des résultats avant et après homogénéisation

La comparaison des moyennes mensuelles et annuelles entre les données brutes et celles homogénéisées (**Fig. III.15**) révèle une forte relation linéaire, indiquant que la structure statistique initiale des données a été largement conservée. Cette relation démontre que, malgré l'application du processus d'homogénéisation, les caractéristiques fondamentales des séries temporelles, telles que la distribution des valeurs et leurs tendances globales, n'ont pas été altérées de manière significative. L'homogénéisation, qui vise à corriger les ruptures et anomalies dues à des facteurs non climatiques, a ainsi permis d'éliminer les biais tout en préservant la fiabilité des observations originales. En d'autres termes, ce processus garantit que les variations saisonnières et annuelles authentiques, ainsi que les tendances climatiques, restent intactes et représentatives des phénomènes réels. Cette stabilité est essentielle pour que les séries de données puissent être utilisées en toute confiance dans des analyses climatologiques ou des modèles prédictifs. De plus, les résultats confirment que le processus d'homogénéisation n'a pas introduit de biais supplémentaires ou artificiels. En préservant une relation linéaire forte entre les deux ensembles de données, il est également possible d'assurer une continuité dans les comparaisons historiques et d'établir des diagnostics fiables sur l'évolution climatique. Cela renforce l'utilité des données homogénéisées dans le cadre de recherches à long terme et pour la prise de décisions liées aux changements climatiques.



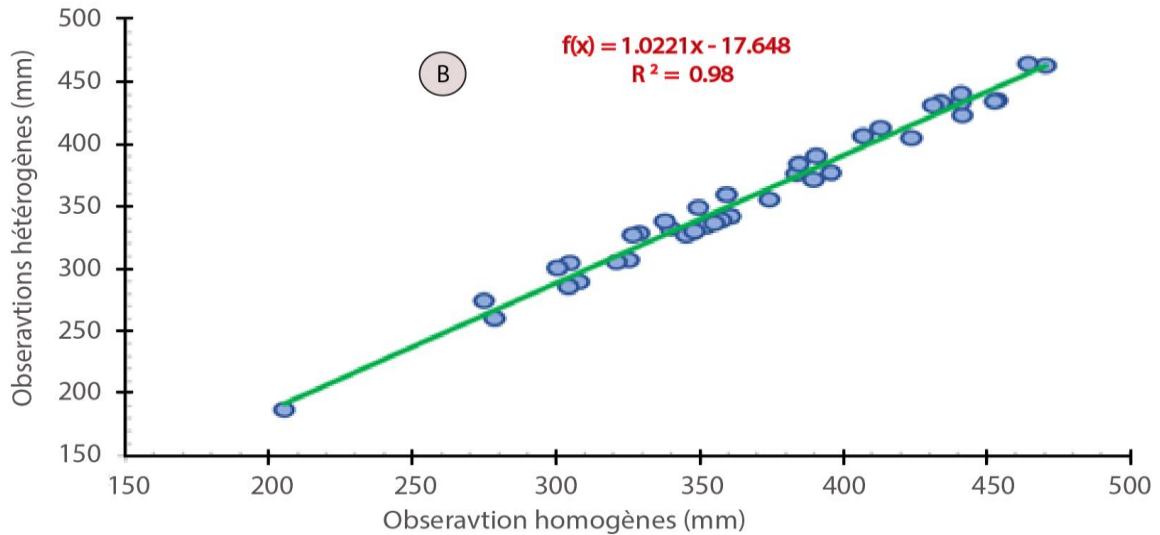


Figure III.15. Comparaison entre les données homogènes et hétérogènes en utilisant :(A) moyennes mensuelles ; (B) précipitations annuelles.

### 4.1.5. Comparaison des méthodes utilisées

L'application de la méthode absolue, qui repose sur l'utilisation de tests paramétriques et non paramétriques appliqués directement à la série étudiée, a révélé que trois stations présentaient des observations hétérogènes. Cette méthode examine chaque série indépendamment, permettant ainsi de détecter des anomalies ou ruptures dans les données sans s'appuyer sur des séries externes. En revanche, la méthode relative, qui compare la série en question à d'autres séries voisines supposées homogènes, a montré que seulement deux stations présentaient des observations hétérogènes. Cette différence de résultats entre les deux approches met en évidence les avantages et limites de chacune d'elles selon le contexte d'application. La méthode relative, bien qu'efficace dans certains cas, repose sur la corrélation entre les stations en fonction de leur proximité géographique et climatique, ce qui peut introduire des biais si les séries de référence ne sont pas parfaitement homogènes ou si la distance entre les stations est importante. En revanche, la méthode absolue se montre plus robuste pour les séries utilisées, car elle n'est pas influencée par les éventuelles incohérences des séries voisines. Elle permet une analyse indépendante, particulièrement utile lorsque les stations de référence sont peu nombreuses ou peu fiables. Ainsi, pour les séries étudiées, il apparaît que la méthode absolue est mieux adaptée pour détecter et corriger les anomalies. Cette conclusion souligne l'importance de choisir la méthode d'homogénéisation en fonction des caractéristiques spécifiques des séries de données et des objectifs de l'analyse, afin de garantir la fiabilité des résultats et des tendances climatiques observées.

### 4.2. Correction les données CHIRPS

La correction des données CHIRPS a été effectuée sous R en utilisant plusieurs packages. Le processus débute par le téléchargement des données pluviométriques des stations, des données satellitaires CHIRPS, ainsi que des coordonnées géographiques de chaque station. Pour chaque point de mesure, les données CHIRPS les plus proches ont été identifiées à l'aide du package **FNN**, puis fusionnées avec celles des stations pluviométriques correspondantes. La correction proprement dite a été appliquée en enchaînant les trois méthodes décrites précédemment dans la section 3.3. Correction des données satellitaires. L'évaluation statistique a été réalisée à l'aide du package **hydroGOF**, tandis que les traitements géographiques ont mobilisé le package **sf**.

**La figure III.16** illustre la relation entre les données observées in situ et les valeurs CHIRPS, à travers le coefficient de corrélation de Pearson. Elle compare également la distribution mensuelle des précipitations, avant et après correction. Les trois méthodes appliquées révèlent une forte corrélation entre les données corrigées et les observations des stations, ce qui indique que la structure statistique des précipitations a bien été conservée. Parmi les méthodes testées, la régression linéaire se distingue par une valeur de RMSE plus faible, traduisant une correction plus performante.

L'analyse par boîtes à moustaches montre que les corrections par la méthode de la cartographie de quantiles et celle des coefficients multiplicatifs conservent les contrastes de précipitations initialement présents dans les données CHIRPS. En revanche, la méthode de régression linéaire tend à lisser ces contrastes, probablement en raison de son exigence d'une relation linéaire forte entre les données satellites et les observations au sol.

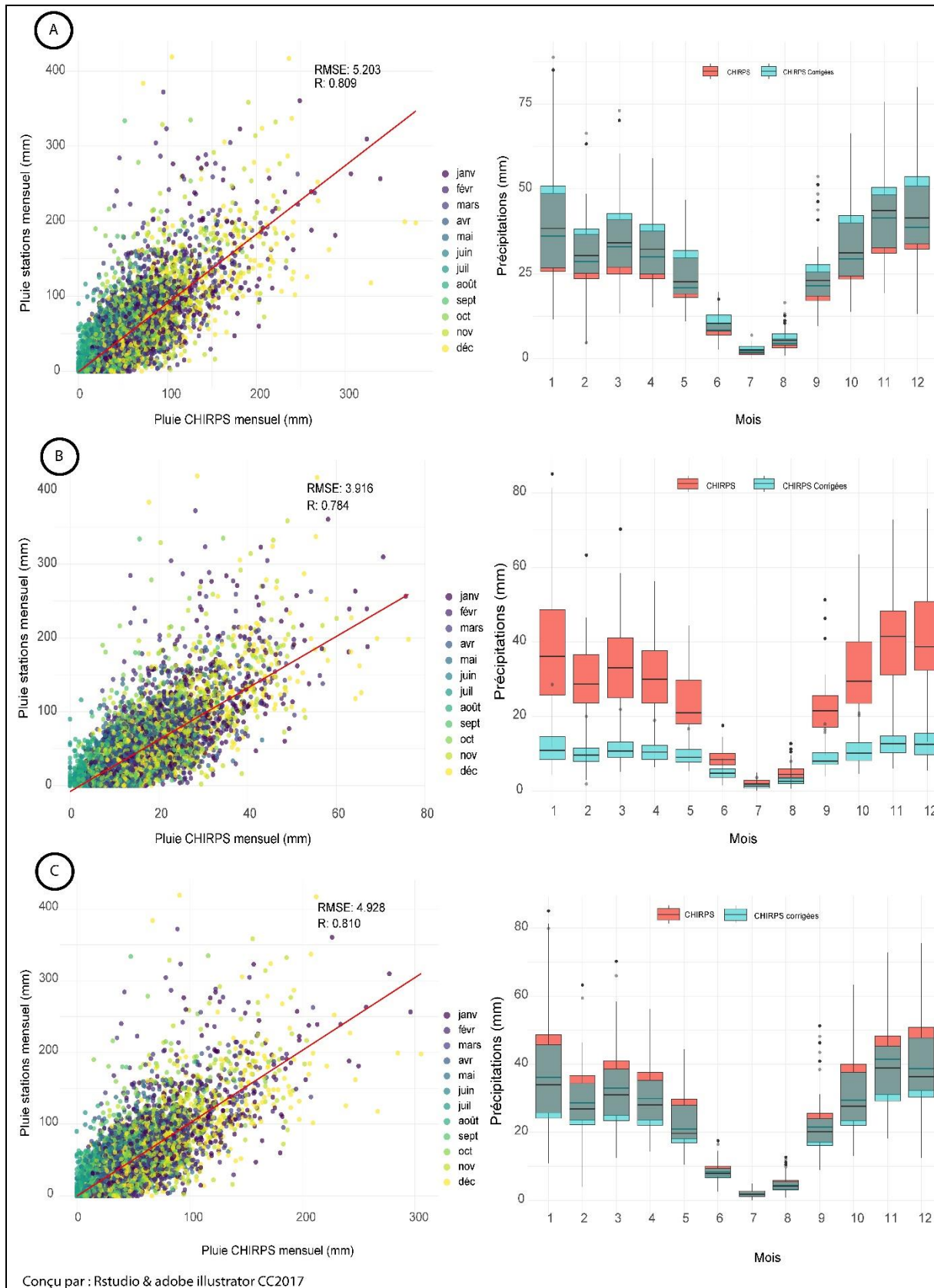


Figure III.16. Correction les données satellitaires par des données in situ par la méthode : (A) Cartographie de Quantile ; (B) Régression Linéaire ; (C) Coefficients Multiplicatifs

### V. Conclusion

En conclusion, l'analyse des séries pluviométriques collectées sur la période 1982-2022 a permis de mettre en évidence des anomalies et ruptures attribuées principalement à des facteurs non climatiques tels que des changements méthodologiques de mesure. L'application des méthodes d'homogénéisation, absolue et relative, a démontré l'efficacité de ces outils pour détecter et corriger ces irrégularités, avec une meilleure performance de la méthode absolue dans le contexte des données étudiées. Les tests paramétriques et non paramétriques ont confirmé la présence de ruptures significatives dans certaines stations, notamment Arzew, Miliana et Jijel, nécessitant une intervention pour restaurer l'homogénéité des séries.

Les résultats montrent que, malgré les corrections appliquées, les caractéristiques fondamentales des séries, telles que les moyennes annuelles et mensuelles, ont été largement préservées. Cette préservation garantit une interprétation fidèle des tendances climatiques réelles, offrant une base fiable pour des analyses approfondies et des projections climatiques. Par ailleurs, les transformations appliquées, comme celle de Box-Cox, ont permis d'améliorer la distribution des données, renforçant ainsi leur qualité pour des analyses statistiques rigoureuses.

La comparaison entre les méthodes d'homogénéisation a également mis en lumière les forces et limites de chacune. Tandis que la méthode absolue s'avère plus robuste et indépendante, la méthode relative peut être influencée par la qualité des séries de référence et la proximité géographique des stations. Ces conclusions soulignent l'importance d'adopter une approche adaptée au contexte spécifique des données étudiées. Les observations journalières de 32 séries homogènes sont utilisées pour augmenter la résolution spatiale des précipitations en corrigeant les données CHIRPS, la comparaison entre les précipitations des stations et les données CHIRPS corrigées, dévoile un fort coefficient de corrélation, cela signifie que les processus de correction sont validés par les trois méthodes utilisées en permettant à la suite l'analyse de précipitations extrêmes en Algérie.

En synthèse, ce travail met en évidence la nécessité d'un contrôle de qualité rigoureux des données climatiques pour garantir des analyses fiables et pertinentes des extrêmes pluviométriques. Les résultats obtenus contribuent non seulement à une meilleure compréhension des dynamiques climatiques régionales, mais également à la formulation de stratégies adaptées pour faire face aux défis des changements climatiques. Enfin, l'étude des cas d'Arzew, Miliana et Jijel illustre l'importance d'une approche méthodologique intégrée

pour corriger et valider les données dans le cadre des études hydrologiques et climatiques à long terme.

## Chapitre IV

Analyse et modélisation des précipitations extrêmes

### I. Introduction

Les précipitations extrêmes sont généralement perçues comme présentant deux aspects contrastés. Le premier est caractérisé par des précipitations insuffisantes, pouvant entraîner des sécheresses en affectant les eaux de surface et les nappes souterraine. Le second est marqué par des précipitations excessives, susceptibles d'entraîner des inondations, des glissements de terrain, envasement des barrages et d'autres conséquences graves. La modification du régime des précipitations est devenue clair au-delà de toute discussion, entraînant une répartition anormale des précipitations, augmentant ainsi l'intensité des précipitations et des sécheresses (Nicholson *et al.*, 2013 ; Clarke *et al.*, 2022 ; Kim *et al.*, 2023 ; Jiménez-Esteve *et al.*, 2024). Par conséquent, la surveillance des fluctuations des précipitations extrêmes est essentielle pour la préparation aux catastrophes, l'atténuation des risques et la gestion durable des ressources en eau à différentes échelles spatiales et temporelles. Relever ces défis nécessite des recherches approfondies et la formulation de politiques éclairées (Knutson *et al.*, 2020).

Ce chapitre est consacré à l'analyse des extrêmes pluviométriques selon deux axes :

1. l'étude de leur répartition spatio-temporelle et de leurs tendances,
2. la modélisation de ces extrêmes.

Pour l'analyse de la distribution spatio-temporelle, les données satellitaires brutes sont exploitées afin de couvrir l'ensemble du territoire algérien. En revanche, l'étude des tendances locales et régionales ainsi que la modélisation s'appuient sur des données pluviométriques homogénéisées et sur des données satellitaires corrigées (voir Chapitre III). Cette approche vise à garantir la fiabilité des résultats, ce qui ne serait pas possible avec des données satellitaires non traitées. Par conséquent, l'analyse des tendances et la modélisation se concentreront sur la région nord de l'Algérie.

### II. Analyse des extrêmes pluviométriques

#### 2.1. Analyse des extrêmes pluviométriques à partir des données CHIRPS

Cette section présente l'analyse des extrêmes pluviométriques sur le territoire algérien, à partir de données satellitaires quotidiennes issues du produit CHIRPS (les données brutes). Dix indices pluviométriques extrêmes ont été utilisés, permettant d'évaluer à la fois l'intensité et la durée des précipitations extrêmes.

L'indice des précipitations journalières maximales (Rx1day) présente une large plage de variation, allant de 1,50 mm à 99 mm. Cette forte disparité illustre la variabilité spatiale marquée des précipitations extrêmes quotidiennes en Algérie. La distribution spatiale de Rx1day montre un gradient décroissant du Nord vers le Sud et de l'Est vers l'Ouest. Les régions littorales et sublittorales du Nord-Est, notamment Jijel, Soummam, Skikda, Miliana, Annaba et Dar El Beïda, enregistrent les valeurs les plus élevées de Rx1day, comprises entre 55,50 mm et 99 mm (**Fig. IV.1a**).

L'indice Rx5day, représentant la somme maximale des précipitations sur cinq jours consécutifs, suit une tendance similaire avec des valeurs comprises entre 1,50 mm et 143 mm, concentrées principalement dans le Nord-Est algérien (**Fig. IV.1b**). Ces observations suggèrent que cette région est particulièrement exposée aux épisodes pluviométriques intenses, susceptibles d'engendrer des impacts importants sur les infrastructures et les activités agricoles.

Par ailleurs, le Nord-Est se distingue également par des valeurs élevées des indices R10mm (nombre de jours avec précipitations  $\geq 10$  mm) et R20mm ( $\geq 20$  mm), avec des intervalles respectifs de 14 à 31 jours et de 6 à 15 jours (**Fig. IV.5c** et **Fig. IV.1d**). Les régions côtières orientales affichent les valeurs les plus élevées, tandis que les zones sahariennes, comme celle de Tindouf, présentent des valeurs faibles, comprises entre 7 et 10 jours pour R10mm et entre 2 et 3 jours pour R20mm.

La répartition spatiale des jours pluvieux (**Fig. IV.1e**) et des jours extrêmement pluvieux (**Fig. IV.1f**) suit un gradient décroissant du Nord au Sud et d'Est en Ouest dans la partie nord du pays, mais ce schéma s'inverse dans le Sud, notamment d'Ouest en Est. Pour l'indice R95p (somme des précipitations journalières au-dessus du 95e percentile), les valeurs varient entre 140 et 656,50 mm dans le Nord, tandis que la région de Tindouf affiche des valeurs comprises entre 76 et 221 mm. L'indice R99p (au-dessus du 99e percentile) varie de 65 à 284,50 mm dans le Nord, alors que le Sud-Ouest, ainsi que les régions d'In Guezzam et Tin Zaouatine, enregistrent des valeurs comprises entre 33 et 96 mm.

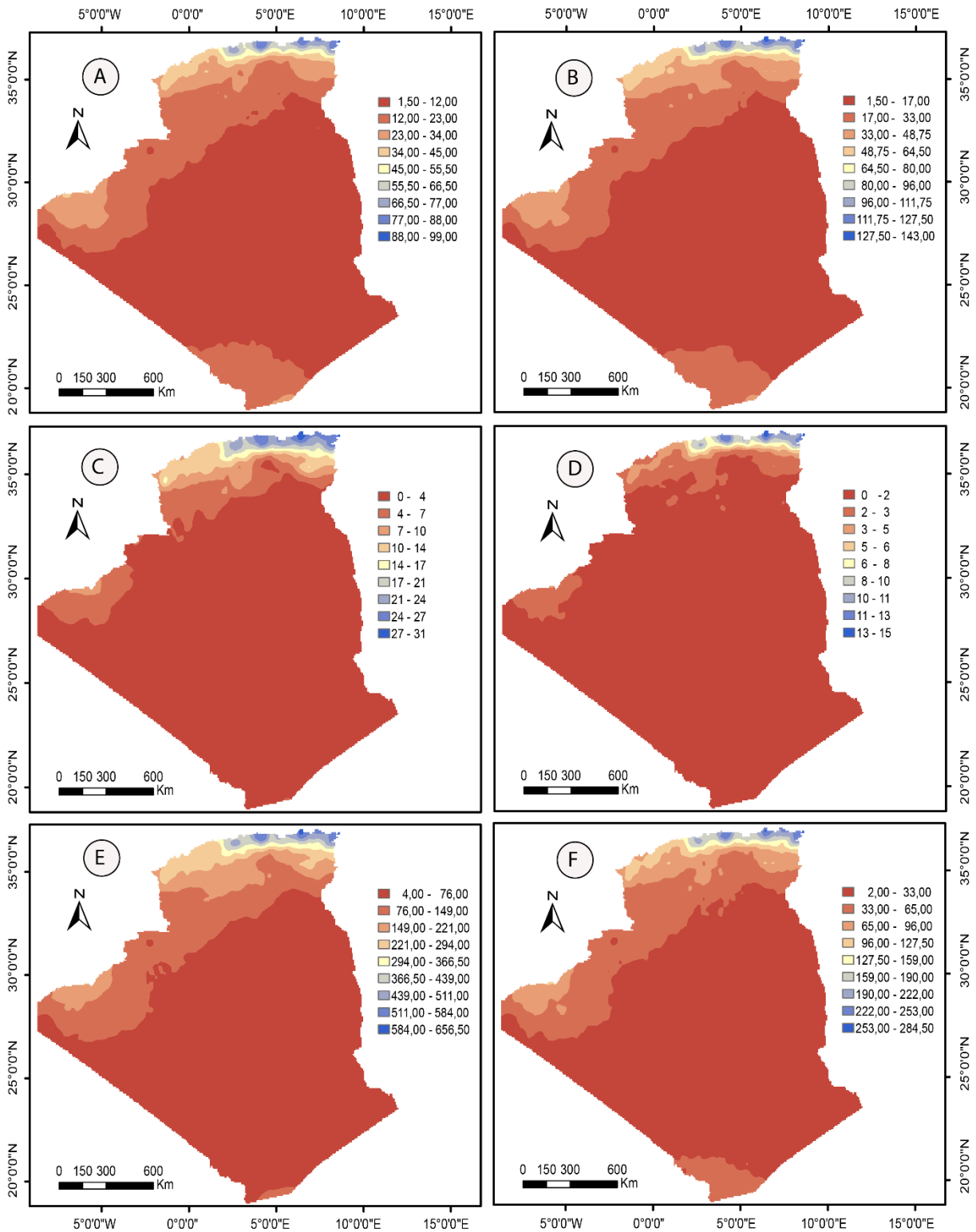


Figure IV.1. Répartition spatiales des indices des extrêmes pluviométriques en Algérie (1982-2022) : (A) Rx1day ; (B) Rx5day ; (C) R10mm ; (D) R20mm ; (E) R95p ; (F) R99p

Les résultats montrent que l'Algérie se caractérise par une répartition spatialement regroupée des précipitations totales annuelles supérieures à 1 mm, avec une concentration marquée dans

la partie nord du pays, en particulier dans le Nord-Est. Les valeurs enregistrées varient dans une large fourchette, allant de 4 mm à 993 mm, traduisant une forte hétérogénéité pluviométrique entre les différentes régions (**Fig. IV.2a**).

L'analyse de l'intensité simple des précipitations, exprimant la moyenne des précipitations par jour pluvieux, met en évidence des valeurs comprises entre 1 mm et 12 mm par jour (**Fig. IV.2b**). Trois zones principales se distinguent : la première regroupe les Hauts Plateaux, l'Atlas tellien et les zones côtières, avec des intensités comprises entre 4,64 mm et 11,78 mm ; la deuxième concerne la région de Tindouf, où les valeurs varient de 4,64 mm à 7,02 mm ; enfin, la troisième zone comprend les régions d'In Guezzam et Tin Zaouatine, avec des intensités allant de 4,64 mm à 8,20 mm.

L'étude du nombre de jours pluvieux consécutifs montre une moyenne nationale d'environ six jours, avec une concentration des événements dans la partie nord du pays. Dans cette zone, la durée des épisodes pluvieux consécutifs varie généralement entre 4 et 6 jours (**Fig. IV.2c**). En revanche, l'analyse du nombre de jours secs consécutifs, représenté par l'indice CDD, révèle une répartition différente. Le nord de l'Algérie présente un intervalle de 30 à 56 jours secs successifs, à l'exception des zones côtières occidentales, où cette durée augmente pour atteindre une fourchette comprise entre 56 et 81,5 jours. La valeur maximale de cet indice est observée dans la région d'Adrar, où l'on enregistre jusqu'à 263 jours consécutifs sans précipitations (**Fig. IV.2d**).

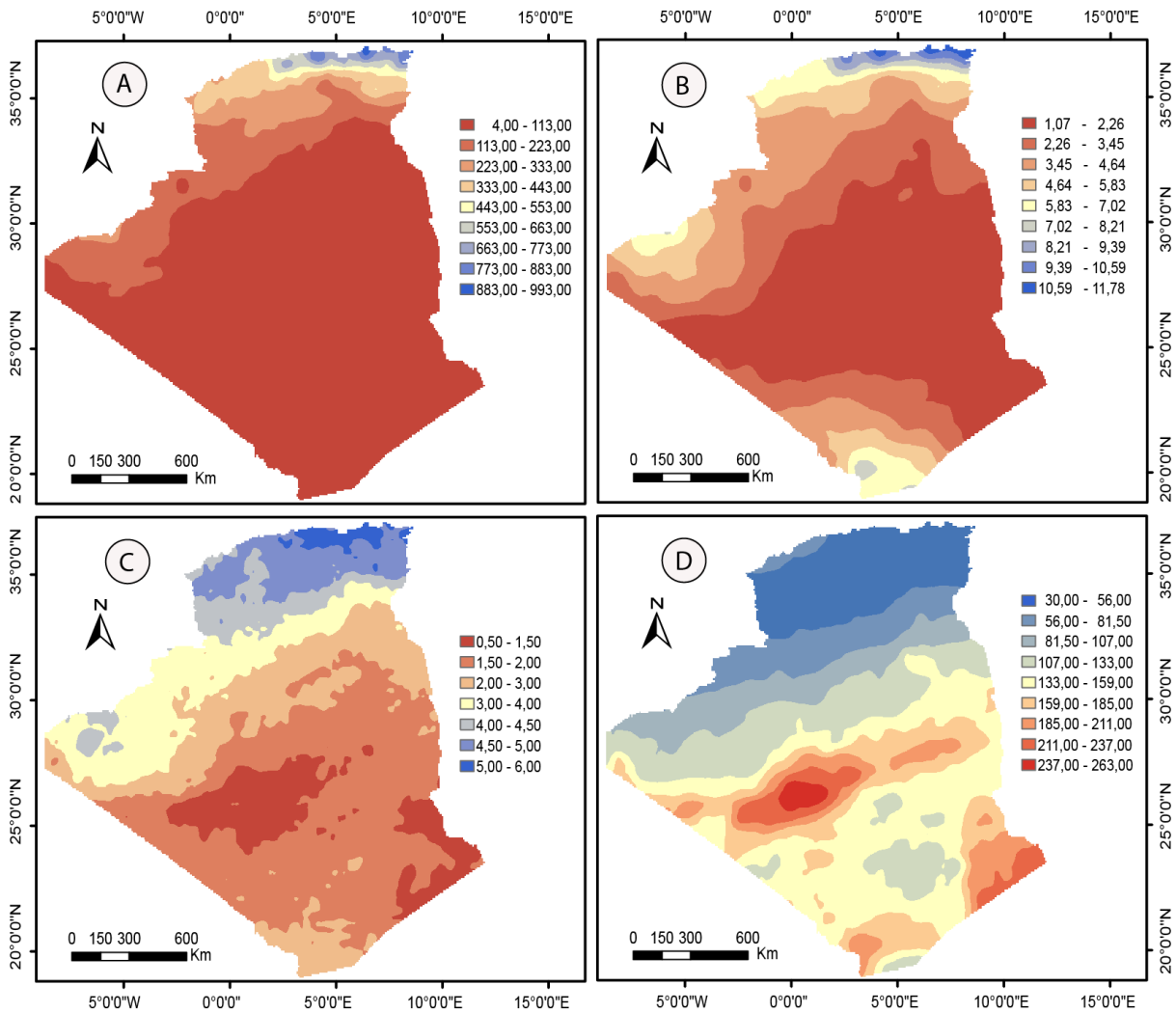


Figure IV.2. Répartition spatiale des indices des extrêmes pluviométriques en Algérie (1982-2022) : (A) PRCPT ; (B) SDII ; (C) CWD ; (D) CDD

## 2.2. Analyse des extrêmes pluviométriques à partir des données homogénéisées et corrigées

Dans cette section, les tendances locales et régionales relatives aux précipitations extrêmes sont évaluées, en tenant compte à la fois de l'intensité et de la durée des événements. L'analyse porte sur les quatre principales unités hydrologiques du nord de l'Algérie, où les données pluviométriques quotidiennes disponibles ont été confirmées comme homogènes. Leur qualité a été renforcée par une correction fondée sur les données satellitaires, ce qui a permis d'améliorer leur précision spatiale.

### 2.2.1. Analyse des tendances par le test de Mann-Kendall

L'application du test de Mann-Kendall à l'échelle stationnaire met en évidence une diversité marquée dans l'évolution des tendances pluviométriques. Bien que l'hypothèse nulle  $H_0$  d'absence de tendance soit globalement acceptée au seuil de signification  $\alpha = 5 \%$ , certaines stations présentent des tendances significatives à la baisse du nombre de jours pluvieux consécutifs. C'est le cas notamment de la station d'Annaba (p-value = 0,0057), de la station de Jijel (p-value = 0,0075) et de la station d'Aïn Oussara (p-value = 0,025), illustrées dans la **Figure IV.3**. La station d'Annaba est caractérisée par des pics marqués durant la décennie 1990–2000, tandis que la station de Jijel enregistre ses valeurs maximales au cours de la période 2000–2010. Pour sa part, la station d'Aïn Oussara se distingue par des pics observés durant la décennie 1980–1990.

À l'inverse, certaines stations présentent une tendance significative à la hausse du nombre de jours pluvieux consécutifs. C'est le cas de la station de Soummam (p-value = 0,027), de celle de Relizane (p-value = 0,015) et de la station de Ghriss (p-value = 0,011). À Soummam, les pics commencent à apparaître à partir de la décennie 1990–2000, tandis qu'à Relizane et à Ghriss, ils se manifestent à partir de la décennie 2000–2010 (**Fig. IV.3**). Ces résultats suggèrent une augmentation progressive de la fréquence des épisodes pluvieux prolongés, traduisant un allongement des périodes humides dans ces régions.

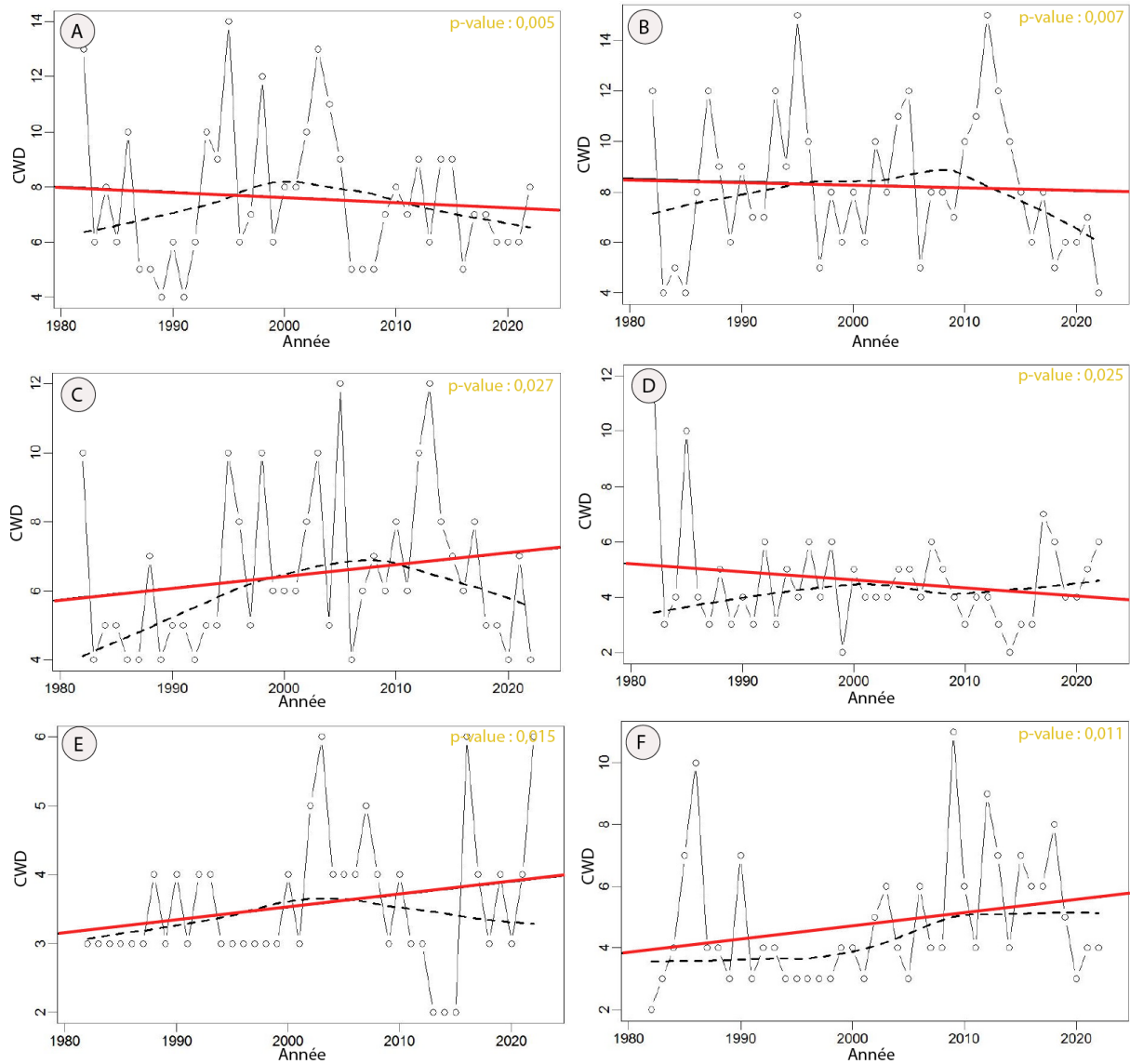


Figure IV.3. Tendence significative de l'indice CWD : (A) Annaba ; (B) Jijel ; (C) Soummam ; (D) Ain Oussara ; (E) Relizane ; (F) Ghriss

En ce qui concerne les jours secs consécutifs, l'analyse de tendance révèle des évolutions contrastées de l'indice CDD. Une tendance significative à la hausse est observée dans plusieurs stations, notamment à Annaba (p value = 0,018), Tébessa (p value = 0,027) et El Bayadh (p value = 0,009) (**Fig. IV.4**), traduisant une progression des régimes secs dans ces régions. À l'inverse, certaines stations présentent des tendances significatives à la baisse du nombre de jours secs consécutifs, comme Relizane (p value = 0,019), Ghriss (p value = 0,018) et Arzew (p value = 0,009) (**Fig. IV.4**), indiquant ainsi une régression des régimes secs dans ces zones.

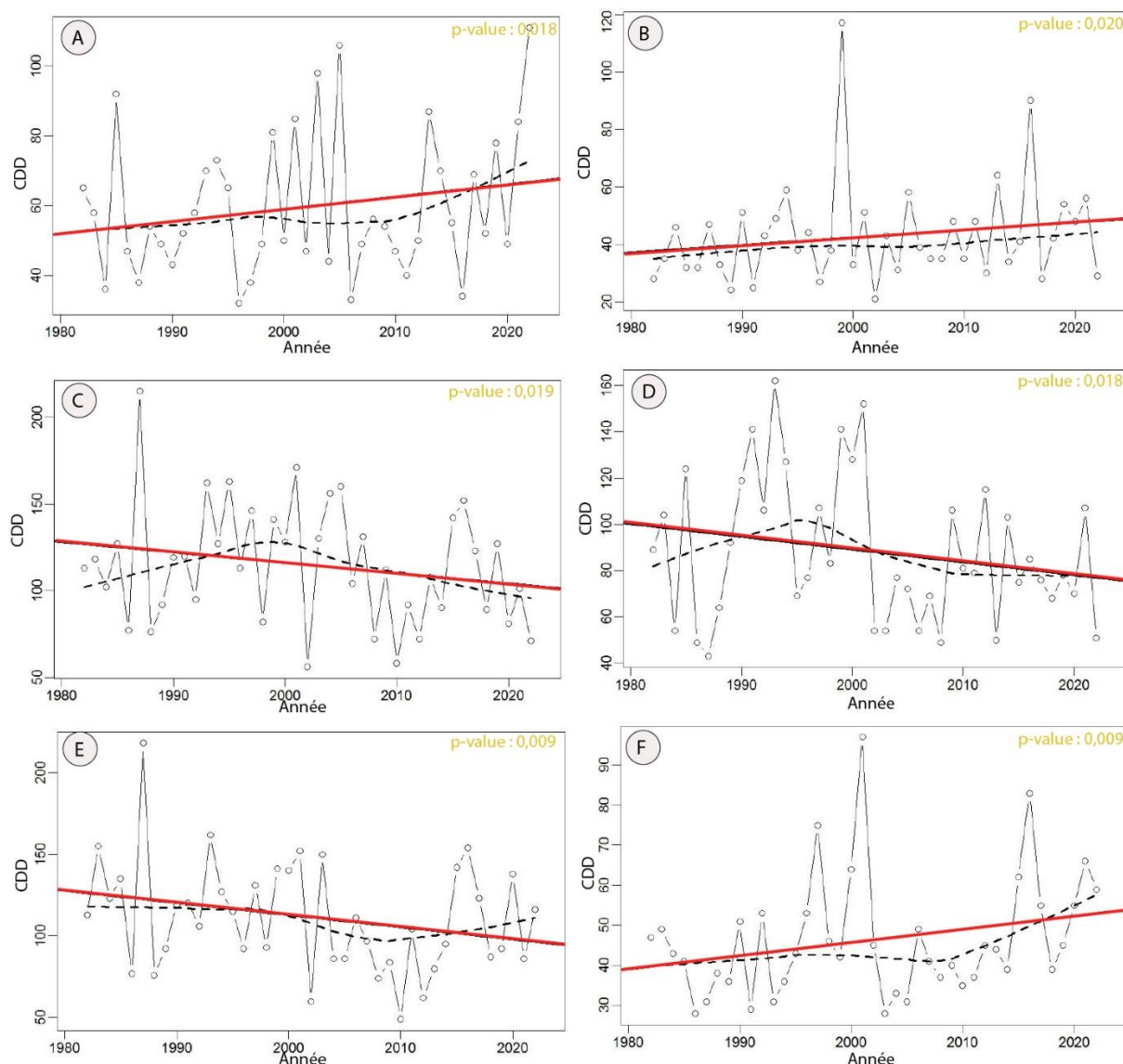


Figure IV.4. Tendence significative de l'indice CDD: (A) Annaba ; (B) Tébessa ; (C) Relizane ; (D) Ghriss ; (E) Arzew ; (F) El Bayadh

Dans le prolongement de l'analyse, l'évolution du nombre de jours pluvieux et extrêmement pluvieux met également en évidence des tendances significatives, détectées par le test de Mann-Kendall au seuil de 5 %. L'indice R95p, en particulier, révèle des tendances négatives dans certaines stations, notamment à Constantine (p value = 0,026) et Ghriss (p value = 0,008) (**Fig. IV.5**). À l'inverse, cet indice présente des tendances significatives à la hausse dans plusieurs autres stations, telles que Tébessa (p value = 0,014), Jijel (p value = 0,009), Sétif (p value = 0,0059) et Arzew (p value = 0,011) (**Fig. IV.5**), traduisant une augmentation de la fréquence des épisodes de fortes précipitations dans ces régions.

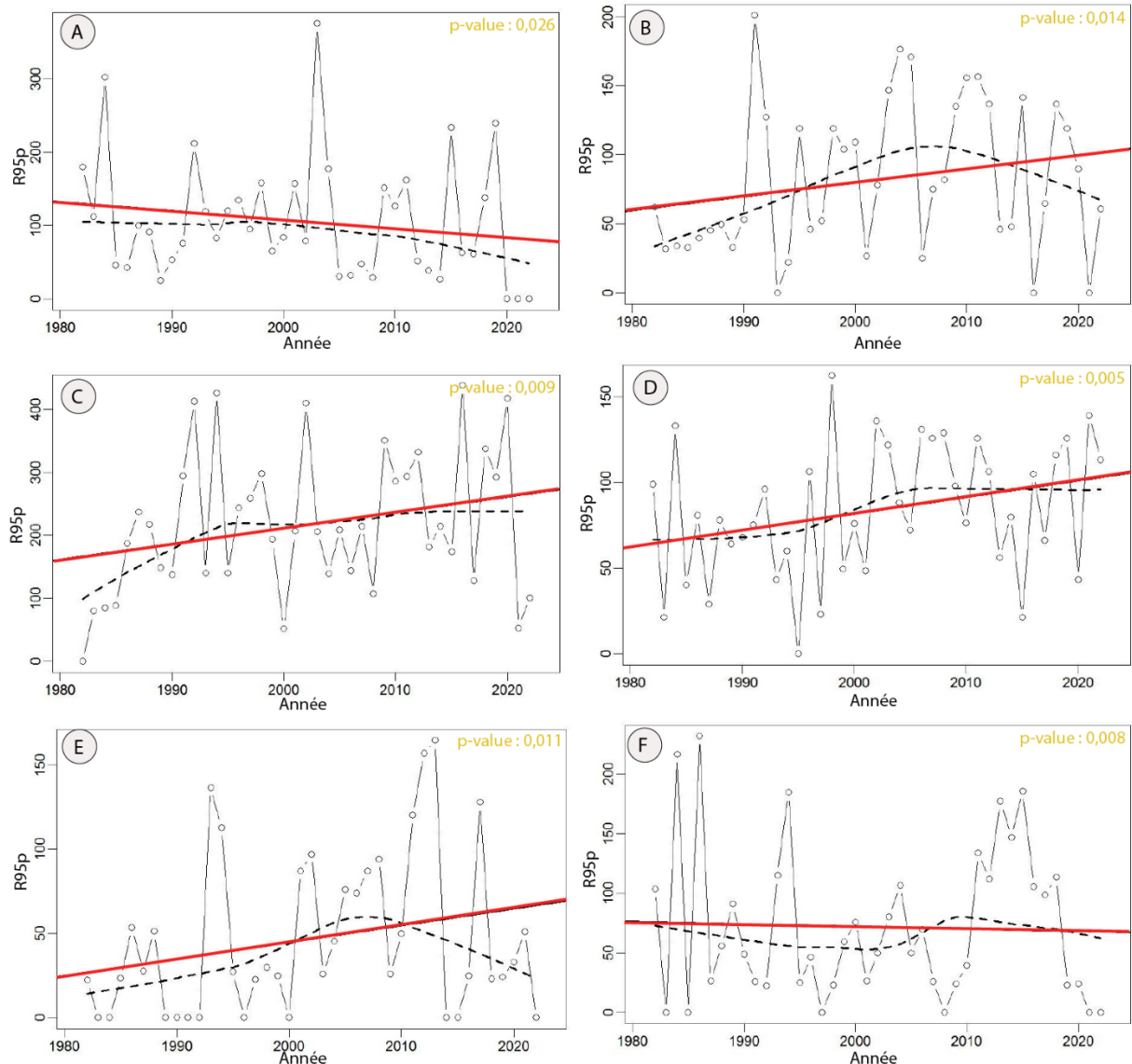


Figure IV.5. Tendance significative de l'indice R95p : (A) Constantine ; (B) Tébessa ; (C) Jijel ; (D) Setif ; (E) Arzew ; (F) Ghriss

L'analyse de l'évolution des jours extrêmement pluvieux met également en évidence des tendances significatives. L'indice R99p affiche des tendances négatives dans plusieurs stations, notamment à Constantine (p value = 0,007), Djelfa (p value = 0,006) et El Bayadh (p value = 0,022) (**Fig. IV.6**), traduisant une diminution des épisodes de précipitations extrêmes dans ces régions. À l'inverse, des tendances significatives à la hausse sont observées à Jijel (p value = 0,013), Aïn Oussara (p value = 0,040) et Bou Chekif (p value = 0,024) (**Fig. IV.6**), indiquant une progression de l'indice R99p et donc une intensification des précipitations extrêmes dans ces zones.

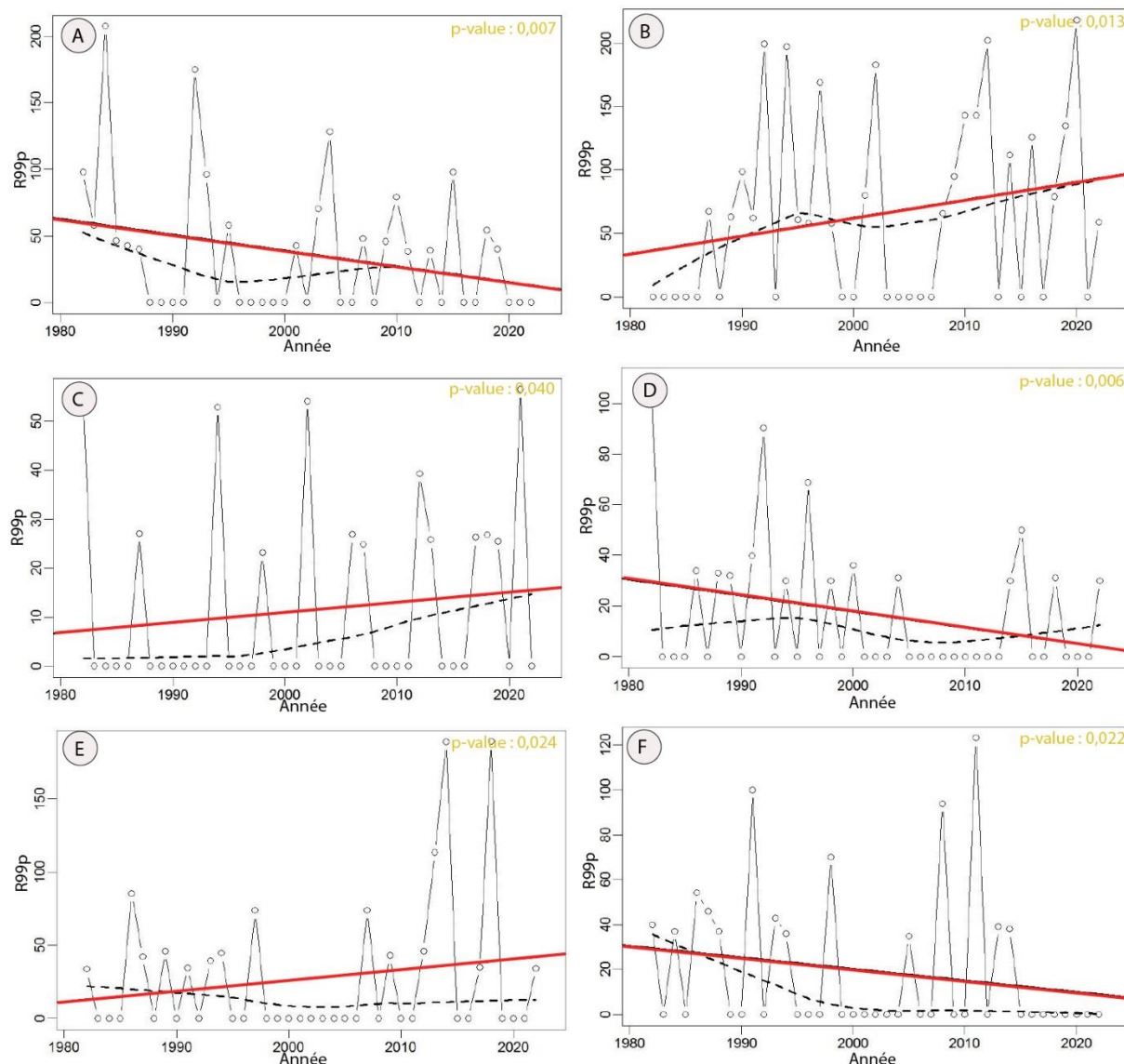


Figure IV.6. Tendence significative de l'indice R99p : (A) Constantine ; (B) Jijel ; (C) Ain Oussara ; (D) Djelfa ; (E) Bou Chekif ; (F) El Bayadh

L'analyse des tendances des indices de précipitations extrêmes apporte un éclairage plus détaillé sur la variabilité et l'évolution des épisodes pluviométriques intenses dans le nord de l'Algérie (**Fig. IV.7**). Cette analyse complète les résultats précédents en mettant en évidence des tendances marquées ainsi que des divergences régionales significatives.

L'indice des précipitations journalières maximales (Rx1jour) présente des tendances contrastées : 41 % des stations affichent une tendance significative à la hausse, indiquant une intensification des épisodes pluviométriques quotidiens, tandis que 34 % révèlent une tendance significative à la baisse, traduisant une atténuation de ces événements extrêmes dans certaines

zones. De même, les précipitations maximales sur cinq jours consécutifs (Rx5jour) montrent une tendance positive significative dans 56 % des stations, contre 31 % qui présentent une tendance significative à la baisse (**Fig. IV.7**).

L'indice d'intensité simple des précipitations (SDII) met en évidence une tendance significative à la hausse dans 59 % des stations, tandis que 13 % d'entre elles se distinguent par une tendance significative à la baisse. Concernant les précipitations totales annuelles supérieures à 1 mm, 50 % des stations montrent une augmentation significative, alors que 41 % enregistrent une diminution significative, traduisant une variabilité importante du régime annuel des précipitations (**Fig. IV.7**).

En ce qui concerne le nombre de jours avec des précipitations  $\geq 10$  mm, 44 % des stations présentent une tendance significative à la hausse, contre 41 % marquées par une tendance significative à la baisse. Pour l'indice R20mm, 66 % des stations affichent une tendance significative à la hausse, tandis que 13 % montrent une tendance à la baisse, suggérant une augmentation progressive des événements de forte intensité, notamment ceux dépassant 20 mm. L'indice R95p (jours fortement pluvieux) présente également des tendances contrastées, avec 41 % des stations marquées par une tendance à la hausse et 41 % par une tendance à la baisse. Quant aux jours extrêmement pluvieux (indice R99p), 50 % des stations montrent une tendance significative à la hausse, contre 34 % présentant une tendance significative à la baisse.

Enfin, l'analyse du nombre de jours secs consécutifs révèle une tendance à la hausse dans 44 % des stations, contre 41 % qui enregistrent une diminution significative. Par ailleurs, le nombre de jours pluvieux consécutifs affiche une tendance significative à la hausse dans 63 % des stations, alors que 28 % présentent une tendance significative à la baisse.

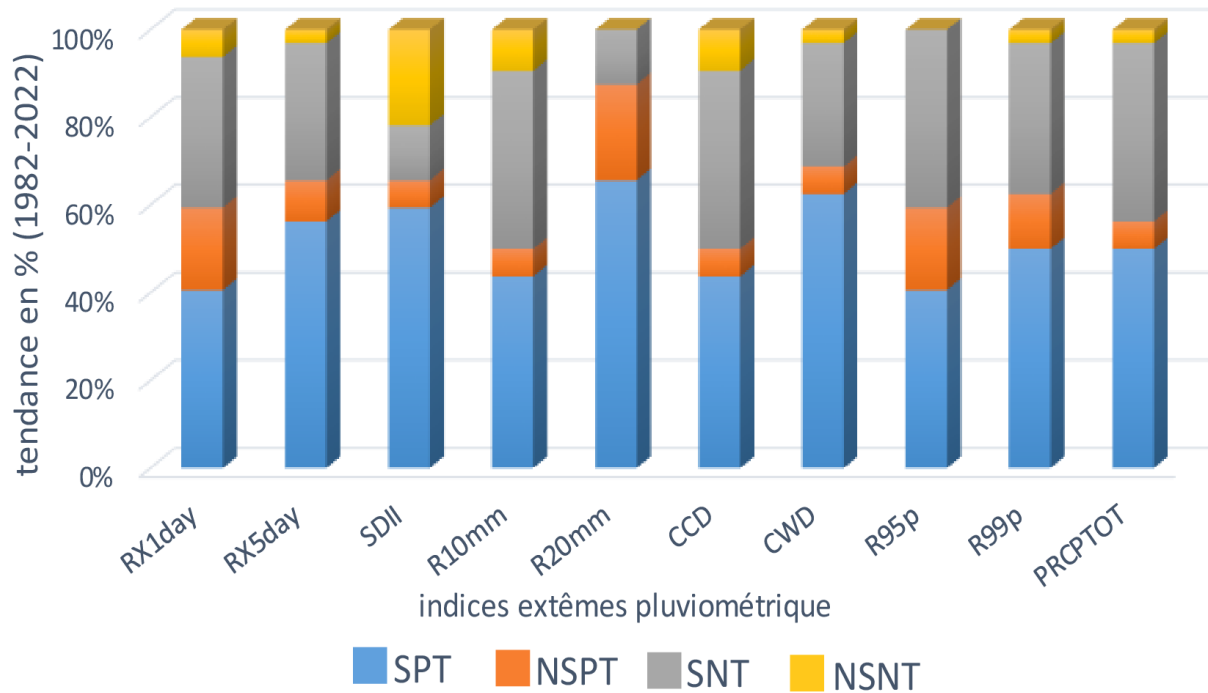


Figure IV.7. Quantification de tendance au file de temps 1982-2022 : (SPT) tendance positive significative ; (NSPT) tendance positive non-significative ; (SNT) tendance négative significative ; (NSNT) tendance négative non-significative.

## 2.2.2. Analyse régionale de tendances Mann Kendall

### Analyse de l'indice Rx1day

La Figure IV.8 illustre la variabilité interannuelle et les tendances à long terme des précipitations journalières maximales (indice Rx1day) pour quatre grandes régions hydrogéographiques du nord de l'Algérie sur la période 1982–2022. Les courbes bleues pointillées représentent les fluctuations interannuelles, tandis que les lignes vertes montrent les tendances linéaires ajustées par régression. Les équations de régression associées permettent de quantifier à la fois l'ampleur et la direction de ces évolutions.

Dans la région Oranie – Chott Chergui (**Fig. IV.8a**), la pente de la tendance ( $y = 0,0084x + 14,249$ ) est très modeste, traduisant une **quasi-stabilité** de l'intensité des précipitations extrêmes journalières. Cette évolution négligeable suggère que cette région n'a pas connu de changement substantiel en matière d'épisodes pluvieux extrêmes au cours des quatre dernières décennies.

En revanche, la région Chélif – Zahrez (**Fig. IV.8b**) présente une tendance positive marquée ( $y = 0,0843x - 135,78$ ), signalant une intensification significative des précipitations maximales sur une journée. Cette dynamique pourrait accroître la fréquence et la sévérité des inondations locales.

De manière similaire, la région Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV.8c**) affiche une tendance croissante modérée mais significative ( $y = 0,0501x - 65,525$ ), traduisant une augmentation progressive des précipitations journalières extrêmes. Cette évolution témoigne également d'une vulnérabilité croissante aux risques hydroclimatiques dans cette zone densément peuplée.

À l'opposé, la région Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV.8d**) se distingue par une tendance négative ( $y = -0,0224x + 91,115$ ), indiquant une réduction des intensités pluviométriques extrêmes journalières, possiblement liée à un assèchement progressif du climat dans cette partie orientale du pays.

L'ensemble de ces résultats met en évidence une forte hétérogénéité spatiale dans l'évolution de l'indice Rx1day. Cette variabilité traduit la nature localisée des réponses des extrêmes pluviométriques aux forçages climatiques et environnementaux. Tandis que les tendances haussières observées dans les régions du Chéelif-Zahrez et de l'Algérois-Hodna-Soummam pourraient accentuer les risques d'inondations, d'érosion des sols et de pression sur les infrastructures hydrauliques, la tendance baissière dans le Constantinois-Seybouse-Mellegue soulève des inquiétudes en matière de sécheresse, de recharge des nappes et de gestion des ressources en eau.

Ces dynamiques régionales s'inscrivent dans un contexte plus large de changement climatique, où l'augmentation des températures globales intensifie le cycle hydrologique, favorisant l'occurrence de précipitations extrêmes dans certaines zones, tout en réduisant leur fréquence ou leur intensité dans d'autres. Ce constat souligne la nécessité d'une adaptation différenciée des stratégies de gestion de l'eau et des risques climatiques à l'échelle régionale.

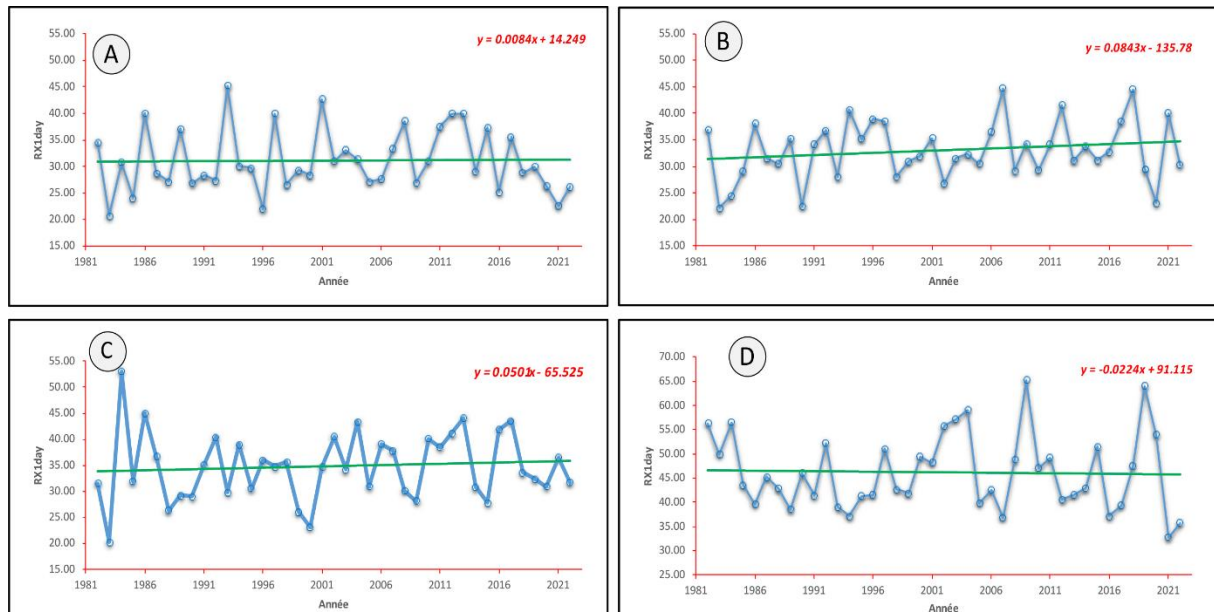


Figure IV.8. Tendence régionale de l'indice Rx1day : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### Analyse de l'indice Rx5day

La Figure IV.9 présente l'évolution spatio-temporelle de l'indice Rx5day, représentant les précipitations maximales cumulées sur cinq jours consécutifs, pour les quatre grandes régions hydrologiques du nord de l'Algérie sur la période 1981–2022. Les courbes illustrent la variabilité interannuelle des épisodes pluvieux prolongés, tandis que les lignes de régression linéaire et leurs équations associées permettent de quantifier les tendances de fond.

Dans la région Oranie – Chott Chergui (**Fig. IV.9a**), une tendance légèrement négative ( $y = -0,0107x + 73,514$ ) est observée, indiquant une baisse modérée des précipitations extrêmes sur plusieurs jours. Cette évolution pourrait suggérer une atténuation progressive des épisodes pluvieux prolongés dans cette région, possiblement en lien avec un affaiblissement des mécanismes synoptiques générateurs de précipitations durables.

En revanche, les trois autres régions affichent des tendances à la hausse significative. La région Chélif – Zahrez (**Fig. IV.9b**) présente une augmentation marquée ( $y = 0,2725x - 485,43$ ), traduisant une intensification notable des cumuls pluviométriques sur cinq jours. Cette tendance est également observable dans la région Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV.9c**), avec une pente positive ( $y = 0,1801x - 304,06$ ), indiquant une élévation progressive de l'intensité des événements pluvieux prolongés. De même, la région Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV.9d**) révèle une augmentation modérée mais significative ( $y = 0,0787x - 79,363$ ), suggérant une dynamique similaire à l'est du pays.

Ces tendances à la hausse du Rx5day dans les trois grandes régions centrales et orientales traduisent une contribution croissante des événements extrêmes prolongés aux précipitations totales annuelles. Cette intensification des épisodes sur plusieurs jours peut avoir des conséquences hydrologiques importantes, notamment en matière de ruissellement, de saturation des sols et de risques d'inondations généralisées.

Globalement, cette analyse met en évidence une divergence spatiale marquée dans le comportement des extrêmes pluviométriques prolongés. Elle souligne également l'importance de prendre en compte la durée des événements extrêmes, en complément de leur intensité journalière, dans l'évaluation des impacts hydrologiques du changement climatique. Ces résultats renforcent l'idée selon laquelle les dynamiques climatiques régionales doivent être considérées dans les stratégies d'adaptation en matière de gestion intégrée des ressources en eau et de prévention des risques naturels.

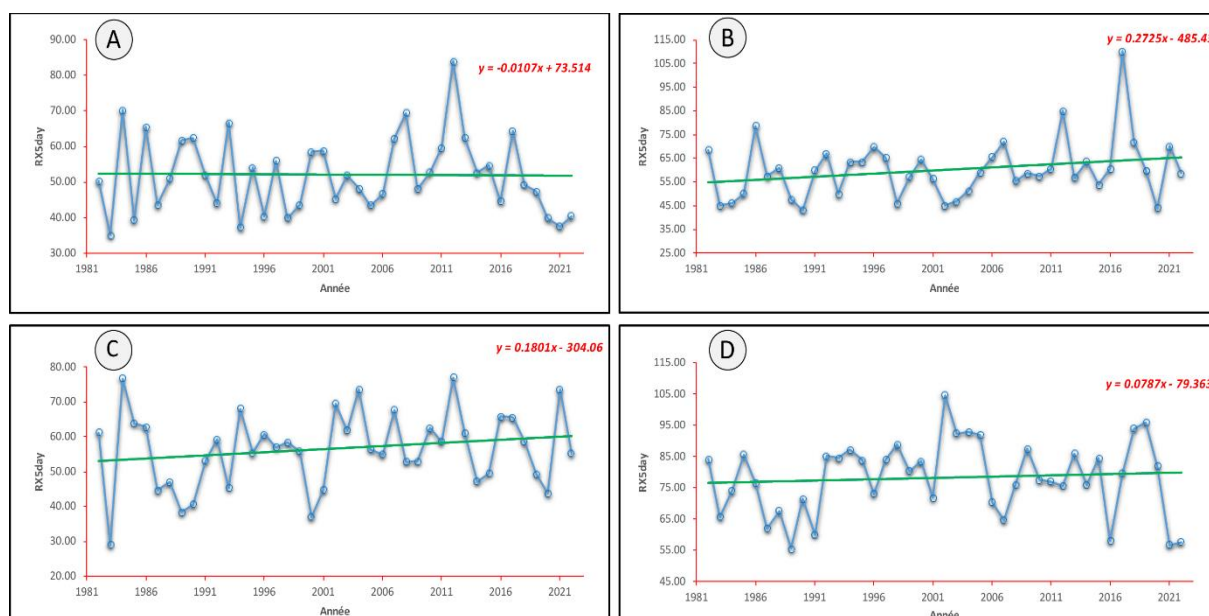


Figure IV.9. Tendances régionales de l'indice Rx5day : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### Analyse de l'indice R10mm

La Figure IV.10 illustre la tendance régionale de l'indice R10mm, qui correspond au nombre de jours annuels où les précipitations sont supérieures ou égales à 10 mm, un indicateur clé pour évaluer la fréquence des événements pluvieux modérément intenses. Les équations de régression linéaire associées aux séries temporelles permettent d'évaluer l'ampleur et la direction des évolutions dans les différentes régions hydrologiques.

Dans la région Oranie – Chott Chergui (**Fig. IV.10a**), une tendance négative notable est observée ( $y = -0,0329x + 37,685$ ), indiquant une diminution progressive du nombre de jours avec précipitations  $\geq 10$  mm au cours des quatre dernières décennies. Cette évolution peut refléter une contraction des épisodes pluvieux modérés, susceptible d'accentuer le déficit hydrique dans cette région semi-aride. Une tendance similaire, bien que plus modérée, est également visible dans la région Chélif – Zahrez (**Fig. IV.10b**), avec une pente légèrement négative ( $y = -0,0064x + 24,306$ ), suggérant une baisse plus lente mais persistante de la fréquence des jours R10mm.

En revanche, la région Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV.10c**) affiche une tendance globalement stable ( $y = 0,0053x - 1,1575$ ), indiquant que la fréquence des jours avec précipitations  $\geq 10$  mm n'a pas connu de changement significatif au fil du temps. Cette stabilité pourrait être attribuée à des conditions climatiques locales spécifiques ou à une compensation entre années sèches et années exceptionnellement humides.

Enfin, la région Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV.10d**) présente une pente négative modérée ( $y = -0,0181x + 52,233$ ), indiquant une diminution progressive du nombre de jours de précipitations  $\geq 10$  mm. Cette tendance renforce l'observation d'une réduction de la fréquence des précipitations modérées dans plusieurs régions de l'est algérien.

Dans l'ensemble, ces résultats suggèrent une diminution généralisée, quoiqu'hétérogène, de la fréquence des jours pluvieux modérément intenses (R10mm) dans les principales régions hydrologiques du nord de l'Algérie. Cette évolution peut avoir des implications importantes sur la recharge des nappes, la disponibilité en eau pour l'agriculture pluviale, ainsi que sur la dynamique des sols, en particulier dans les zones déjà soumises à un stress hydrique chronique. La tendance observée s'inscrit dans le cadre plus large des signaux du changement climatique, où certaines régions méditerranéennes connaissent une raréfaction des précipitations utiles, accentuant les pressions sur les systèmes socio-hydrologiques.

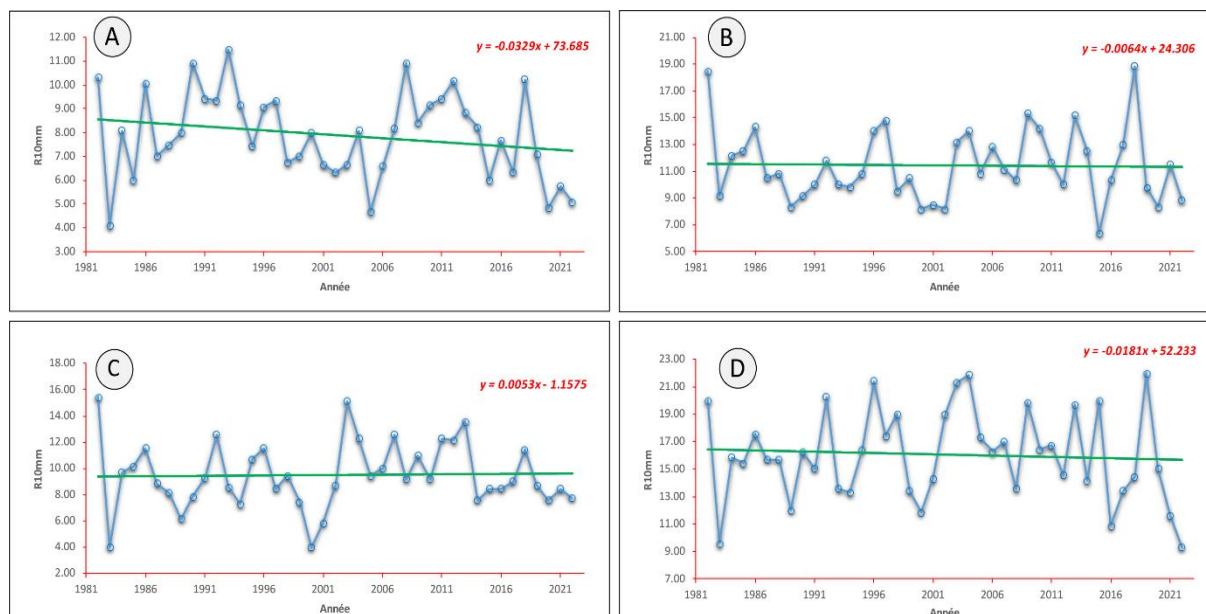


Figure IV.10. Tendence régionale de l'indice R10mm : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### Analyse de l'indice R20mm

L'analyse des tendances régionales de l'indice R20mm, illustrée à la Figure IV.11, met en évidence une augmentation généralisée du nombre de jours annuels avec des précipitations journalières supérieures ou égales à 20 mm dans l'ensemble des quatre grandes régions hydrologiques du nord de l'Algérie. Cet indice est un marqueur important de la fréquence des événements pluvieux à forte intensité, souvent associés à des impacts hydrologiques et environnementaux significatifs.

Dans la région Oranie – Chott Chergui (**Fig. IV.11a**), la tendance est à la hausse avec une pente de régression de ( $y = 0,0217x - 41,512$ ), suggérant une augmentation progressive, bien que modérée, de la fréquence des épisodes intenses. Une tendance similaire est observée dans la région Chélif – Zahrez (**Fig. IV.11b**), avec une pente également positive ( $y = 0,0139x - 24,685$ ), traduisant une évolution dans le même sens, mais à un rythme légèrement inférieur.

La région Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV.11c**) montre également une tendance positive significative ( $y = 0,0195x - 35,534$ ), soulignant une croissance constante de la fréquence des jours R20mm. Enfin, la région Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV.11d**) présente la pente la plus marquée parmi les quatre régions ( $y = 0,0362x - 66,483$ ), traduisant une intensification notable des événements de fortes précipitations.

Ces résultats révèlent une dynamique contrastée entre les indices R10mm et R20mm. Alors que l'analyse précédente de l'indice R10mm (**Fig. IV.11**) mettait en évidence une tendance à la

diminution ou à la stabilité du nombre de jours de précipitations modérées ( $\geq 10$  mm), l'indice R20mm montre une augmentation nette de la fréquence des précipitations plus intenses, suggérant une évolution vers un régime pluviométrique plus extrême et plus concentré.

Cette évolution vers une augmentation des événements intenses au détriment des précipitations modérées est compatible avec les projections climatiques liées au réchauffement global, qui anticipent une amplification des extrêmes hydrométéorologiques dans les régions méditerranéennes. Elle pourrait avoir des répercussions importantes sur la gestion des eaux pluviales, l'érosion des sols, la recharge des aquifères et la vulnérabilité des territoires aux inondations rapides.

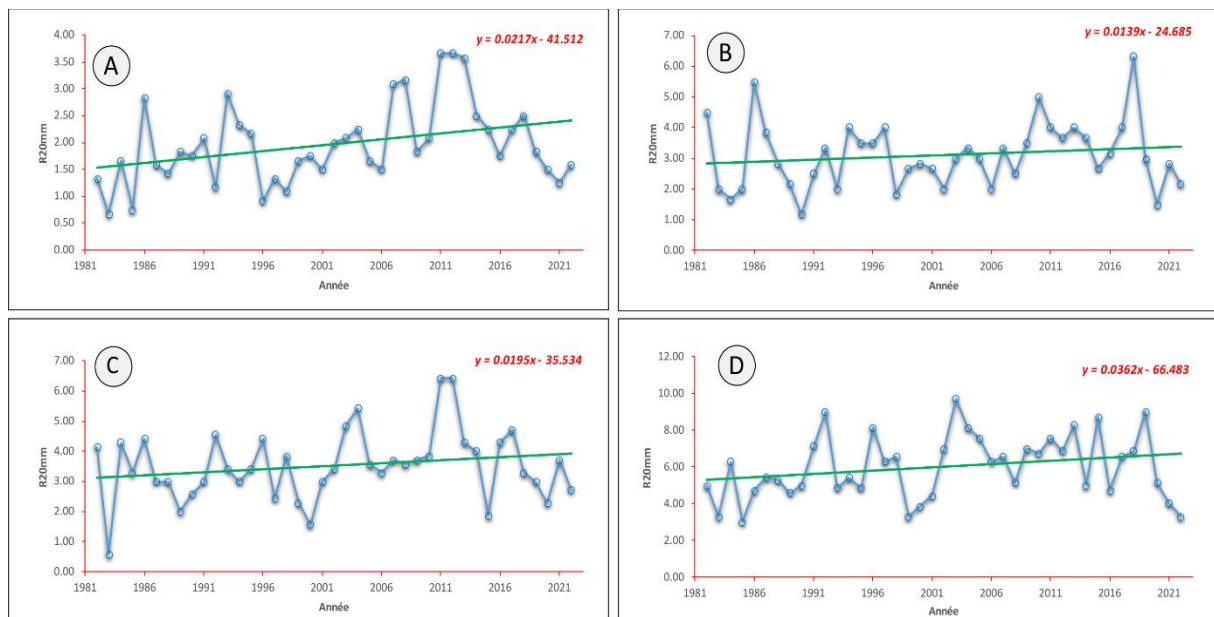


Figure IV.11. Tendances régionales de l'indice R20mm : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### Analyse de l'indice R95p

L'analyse des tendances régionales de l'indice R95p, représentant le nombre de jours pluvieux extrêmes avec des précipitations supérieures ou égales au 95e percentile, est illustrée à la Figure IV.12. Ces tendances permettent d'évaluer l'évolution des épisodes pluviométriques rares mais potentiellement intenses et impactants.

Dans la région Oranie – Chott Chergui (**Fig. IV.12a**), les résultats indiquent une tendance à la hausse ( $y = 0,3745x - 694,53$ ), traduisant une augmentation significative du nombre de jours de fortes précipitations. Cette évolution suggère une fréquence croissante des événements extrêmes, susceptibles d'accroître les risques d'inondations localisées et d'érosion des sols dans cette région à climat semi-aride.

En revanche, les régions Chélif – Zahrez (**Fig. IV.12b**) et Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV.12c**) présentent une stationnarité de l'indice R95p. L'absence de tendance significative indique que la fréquence des jours pluvieux extrêmes est restée relativement stable au cours de la période analysée dans ces deux régions, malgré les fluctuations interannuelles.

La région Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV.12d**), quant à elle, montre une légère tendance positive ( $y = 0,4732x - 826,79$ ), suggérant une augmentation modérée de la fréquence des événements extrêmes. Cette tendance pourrait être révélatrice d'une sensibilité croissante aux effets du changement climatique, notamment dans les zones de piémont et de moyenne montagne, où les dynamiques orographiques amplifient les précipitations extrêmes.

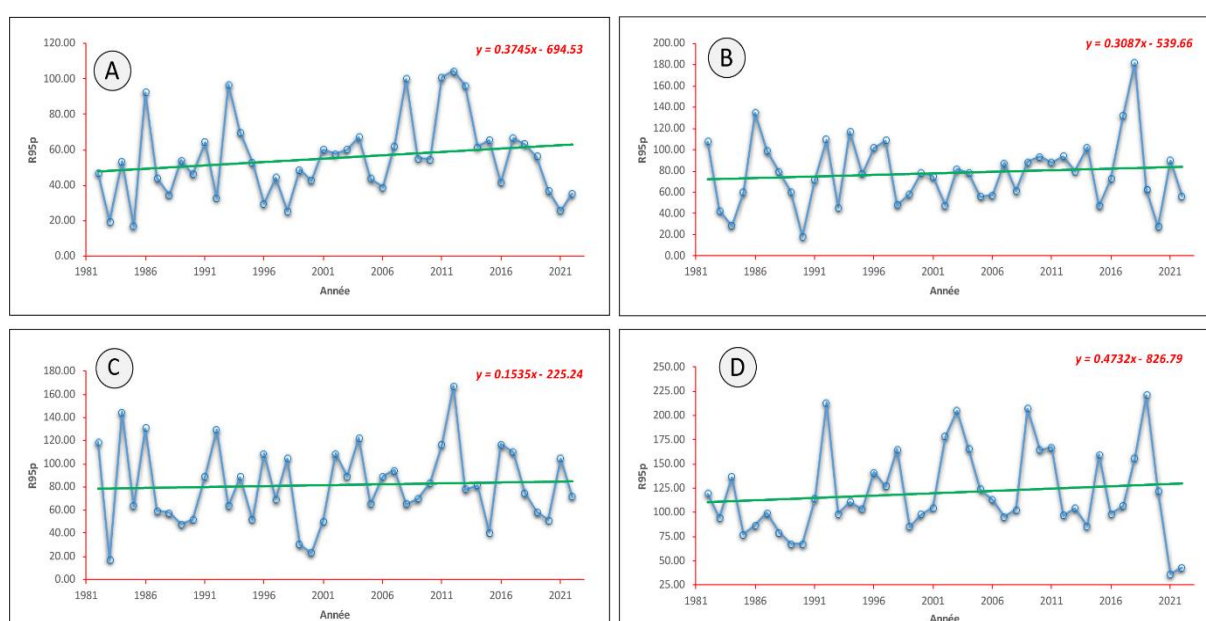


Figure IV.12. Tendances régionales de l'indice R95p : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algérois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### Analyse de l'indice R99p

L'analyse des tendances régionales de l'indice R99p, représentant les jours extrêmement pluvieux (précipitations  $\geq 99$ e percentile), est présentée à la Figure IV.13. Cet indice permet de caractériser les événements pluviométriques les plus intenses et leur évolution au cours du temps dans les différentes régions hydrologiques du nord de l'Algérie.

Dans la région Oranie – Chott Chergui (**Fig. IV.13a**), les résultats montrent une quasi-stabilité de la fréquence des épisodes R99p, avec une pente de régression très faible ( $y = 0,0509x - 84,436$ ). Cela suggère une relative constance dans la survenue des événements extrêmes les plus intenses, malgré une variabilité interannuelle notable.

La région du Chélif – Zahrez (**Fig. IV.13b**) présente, quant à elle, une légère tendance à la hausse ( $y = 0,3264x - 629,69$ ), indiquant une augmentation modérée mais significative de la fréquence des pluies extrêmes. Cette évolution pourrait refléter une intensification des événements extrêmes liée à une dynamique régionale du changement climatique.

La région Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV.13c**) montre également une tendance quasi-stationnaire ( $y = 0,2835x - 543,6$ ), avec une pente positive mais relativement faible, suggérant que l'occurrence des jours extrêmement pluvieux reste globalement stable sur la période d'analyse.

Enfin, la région Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV.13d**) révèle également une quasi-stabilité, avec une légère pente négative ( $y = -0,0795x + 198,07$ ). Ce résultat traduit une stagnation, voire une légère diminution, de la fréquence des épisodes R99p dans cette région, bien que cette tendance reste peu marquée.

Dans l'ensemble, ces résultats mettent en évidence une faible variabilité des précipitations extrêmes R99p au niveau régional, avec des tendances plutôt stationnaires dans la majorité des zones analysées. Ces observations suggèrent que, contrairement à d'autres indices de précipitations extrêmes, la fréquence des événements les plus rares et les plus intenses reste relativement stable, bien que leur impact potentiel demeure significatif en raison de leur intensité intrinsèque.

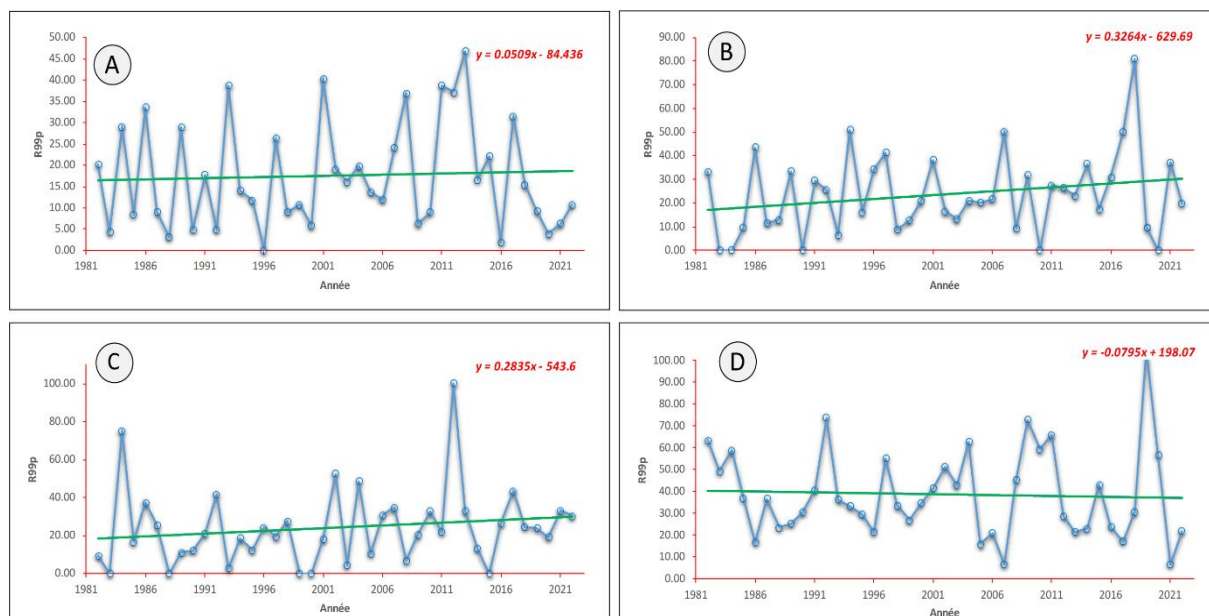


Figure IV.13. Tendances régionales de l'indice R99p : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-hodna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### Analyse de l'indice PRCPTOT

L'analyse régionale de l'indice PRCPTOT, représentant le cumul annuel des précipitations  $\geq 1$  mm, est illustrée à la Figure IV.14. Cet indice est un indicateur global du régime pluviométrique annuel et permet d'évaluer les évolutions climatiques à long terme au sein des différentes régions hydrologiques du nord de l'Algérie.

Dans la région Orani – Chott Chergui (**Fig. IV.14a**), les résultats mettent en évidence une quasi-stabilité des cumuls annuels, avec une pente de régression légèrement positive ( $y = 0,4282x - 592,28$ ). Cette tendance indique que les volumes annuels de précipitations n'ont connu que peu de variation significative au cours de la période analysée, traduisant une stabilité relative du régime pluviométrique.

En revanche, la région du Chélif – Zahrez (**Fig. IV.14b**) se distingue par une tendance légèrement négative ( $y = -1,0089x + 2410,9$ ), suggérant une réduction progressive des précipitations annuelles. Cette diminution, bien que modérée, pourrait être le signe d'un affaiblissement du régime pluvial dans cette région, avec des implications potentielles sur la disponibilité des ressources en eau.

La région Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV.14c**) présente, quant à elle, une tendance quasi-stationnaire ( $y = 0,085x + 174,82$ ), reflétant une stabilité globale du cumul annuel de précipitations au fil du temps. Cette situation pourrait être liée à une compensation entre l'augmentation des épisodes intenses et la diminution des précipitations modérées.

De même, la région Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV.14d**) révèle également une tendance stationnaire ( $y = -0,3261x + 1183,8$ ), avec une légère pente négative non significative. Ce constat souligne une relative constance des précipitations totales annuelles, sans variation marquée dans le temps.

Ces résultats indiquent que, malgré des dynamiques contrastées selon les régions et les indices pluviométriques extrêmes, les cumuls annuels de précipitations tendent globalement à rester stables, à l'exception de la région du Chélif – Zahrez qui montre une baisse modérée. Cette stabilité apparente du PRCPTOT pourrait masquer des changements dans la fréquence et l'intensité des événements pluviométriques, soulignant ainsi l'importance d'une analyse complémentaire à travers les indices extrêmes.

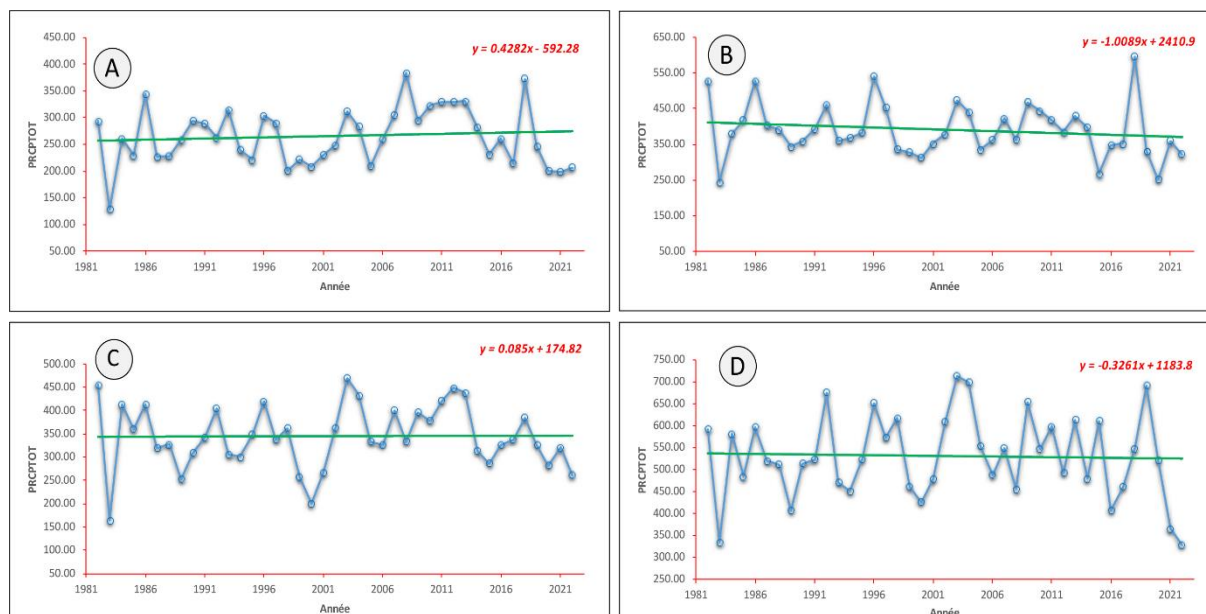


Figure IV.14. Tendance régionale de l'indice PRCPTOT : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### Analyse de l'indice SDII

L'analyse régionale de l'intensité simple de précipitation (SDII), représentée à la Figure IV.15, permet d'appréhender l'évolution de l'intensité moyenne des précipitations par jour de pluie, en tenant compte du ratio entre la quantité annuelle totale et le nombre de jours précipitants.

Dans la région Orani – Chott Chergui (**Fig. IV.15a**), l'indice SDII présente une tendance à la baisse ( $y = -0,0411x + 89,382$ ), suggérant une diminution progressive de l'intensité moyenne des précipitations. Cette tendance pourrait indiquer que les précipitations deviennent moins concentrées, s'étalant davantage dans le temps, et que les épisodes intenses sont potentiellement moins fréquents ou dilués dans des événements plus longs et moins intenses.

La région du Chélif – Zahrez (**Fig. IV.15b**) révèle une tendance quasi-stationnaire ( $y = -0,0024x + 12,21$ ), traduisant une relative stabilité de l'intensité des précipitations. Ce comportement peut refléter un équilibre entre les épisodes pluvieux intenses et les jours de pluie plus modérés.

En Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV.15c**), une légère tendance positive est observée ( $y = 0,0132x - 20,127$ ), suggérant une intensification progressive de l'intensité moyenne journalière des précipitations. Ce phénomène est compatible avec les tendances croissantes observées pour les indices R20mm et R95p dans cette même région, indiquant une contribution accrue des événements intenses aux précipitations totales.

À l’opposé, la région du Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV.15d**) présente une légère tendance à la baisse de l’indice SDII ( $y = -0,0036x + 14,866$ ), traduisant une diminution modérée de l’intensité des précipitations par jour de pluie.

De manière générale, une tendance négative de l’indice SDII peut être interprétée comme une redistribution des précipitations sur un plus grand nombre de jours avec une intensité moindre, tandis qu’une tendance positive reflète des épisodes pluviométriques plus intenses mais concentrés sur moins de jours. Ces résultats doivent être mis en relation avec les indices R20mm et R95p, qui révèlent dans certaines régions une fréquence accrue de précipitations très intenses ( $\geq 20$  mm/j). L’évolution contrastée de l’intensité des précipitations souligne donc la complexité des dynamiques pluviométriques régionales, fortement influencées par les facteurs climatiques locaux et les effets du changement climatique.

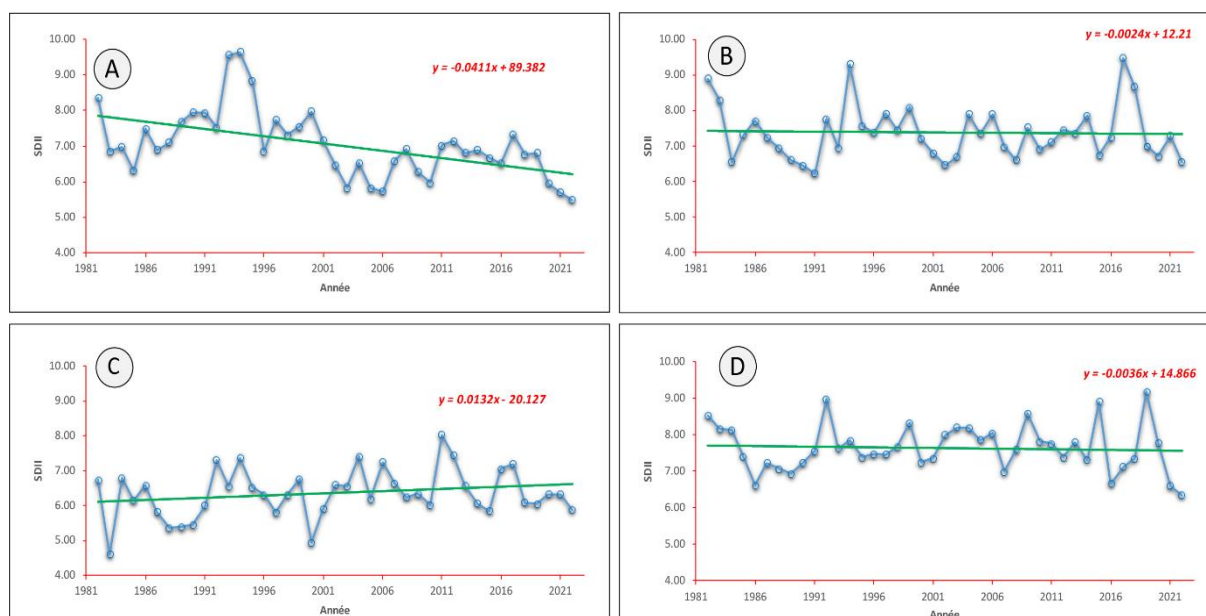


Figure IV.15. Tendances régionales de l'indice SDII : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellègue

### Analyse de l'indice CWD

L’analyse des conditions humides à travers l’évolution du nombre de jours pluvieux consécutifs (indice CWD) est illustrée à la Figure IV.16. Cet indice permet d’évaluer la persistance des épisodes humides et leur contribution potentielle à la recharge hydrologique et aux dynamiques agro-environnementales.

Dans la région Oranie – Chott Chergui (**Fig. IV.16a**), bien que l’équation de régression indique une pente légèrement négative ( $y = -0,0169x + 29,704$ ), les fluctuations interannuelles

indiquent une relative stabilité avec une faible tendance à la hausse du nombre de jours pluvieux consécutifs. Cela pourrait témoigner d'une réduction progressive de la durée des périodes sèches, favorable à une humidité plus continue du sol et à une atténuation des conditions de sécheresse.

La région du Chélif – Zahrez (**Fig. IV. 16b**) présente une tendance quasi-stationnaire ( $y = 0,003x - 1,6642$ ), traduisant l'absence de changement significatif dans la fréquence ou la durée des séquences humides. Cette stabilité pourrait refléter une certaine résilience du régime pluviométrique face aux perturbations climatiques.

Dans la région Algérois – Hodna – Soummam (**Fig. IV. 16c**), l'indice CWD montre une légère tendance à la hausse ( $y = 0,009x - 13,341$ ), indiquant une augmentation modérée de la durée des épisodes humides. Cette évolution pourrait contribuer à améliorer la disponibilité en eau, notamment pour les systèmes agricoles dépendants des précipitations naturelles, tout en réduisant les risques de sécheresse à court terme.

En revanche, la région Constantinois – Seybouse – Mellègue (**Fig. IV. 16d**) révèle une légère tendance négative ( $y = -0,0046x + 15,222$ ), suggérant une diminution de la durée des périodes humides. Cette réduction prolongée de l'indice CWD pourrait indiquer une récurrence plus élevée de jours secs entre les événements de précipitations, ce qui pourrait accroître la vulnérabilité de cette région aux stress hydriques.

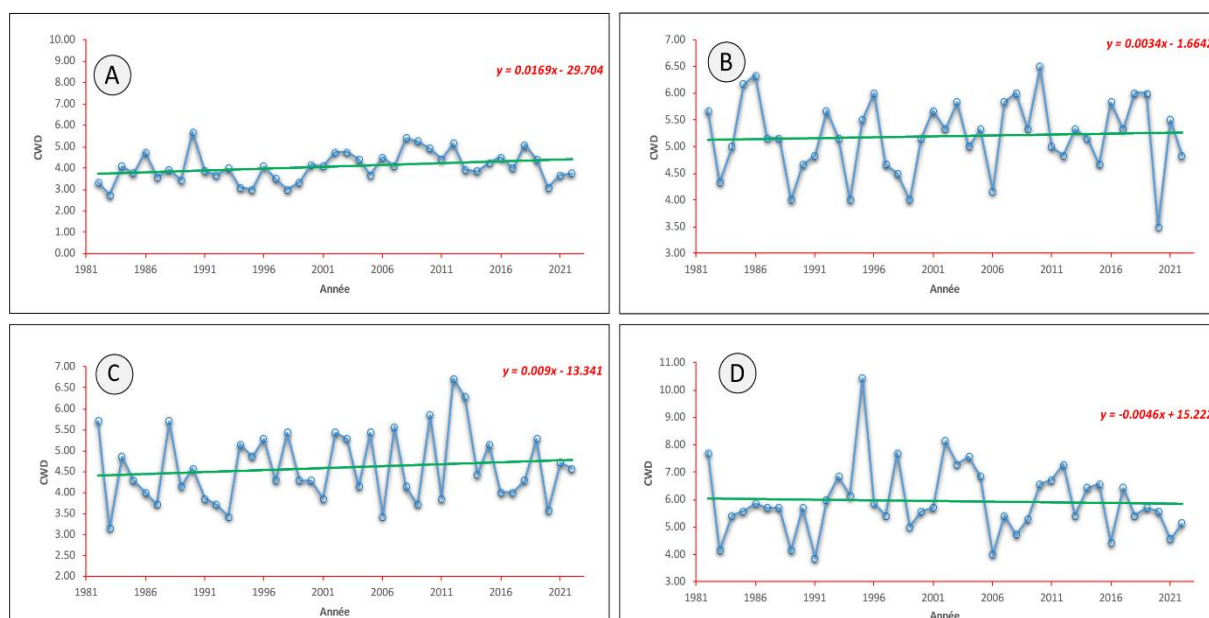
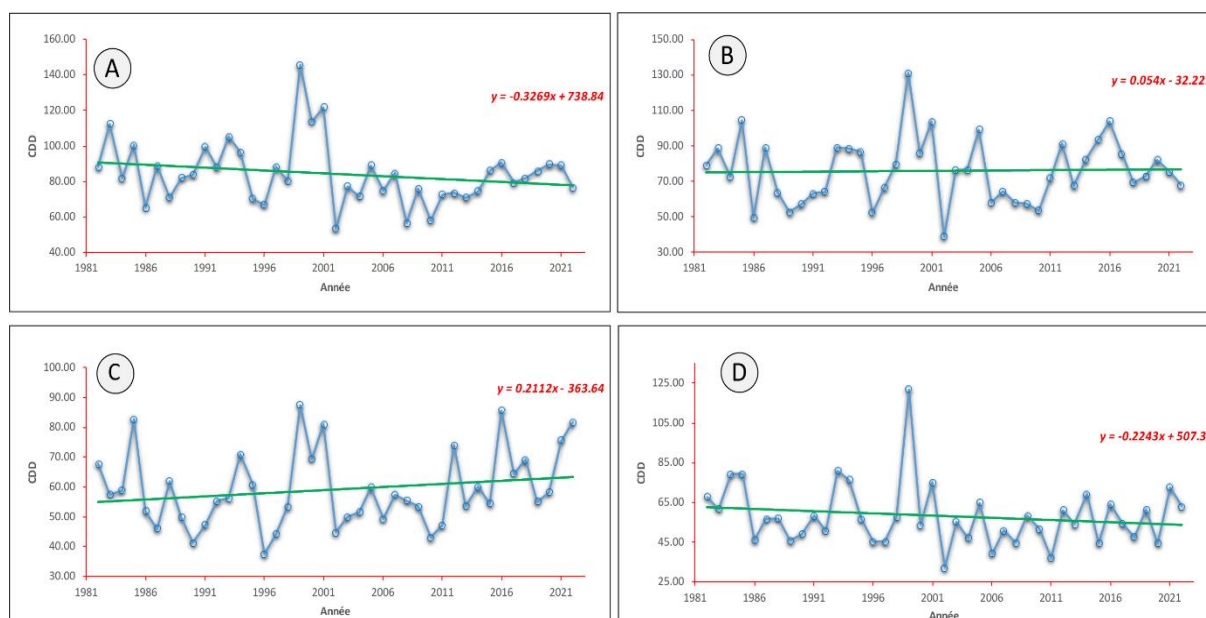


Figure IV.16. Tendances régionales de l'indice CWD : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-Hodna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellègue

### Analyse de l'indice CDD

L'analyse des conditions de sécheresse utilisant les jours secs consécutifs dans les quatre régions au cours de la période d'étude (**Fig. IV.17**), montre une variabilité spatiale significative de la durée des périodes de sécheresse, reflétant les différences régionales en matière de risques de sécheresse et de dynamique climatique.

Oranie-Chott-Chergui (**Fig. IV. 17(a)**), la tendance régionale indique une baisse notable du nombre de jours secs consécutifs ( $y = -0,3269x + 738,84$ ), suggérant un raccourcissement des périodes de sécheresse au fil du temps. L'unité hydrologique de Chelif-Zahrez (**Fig. IV. 17(b)**) révèle une tendance quasi stable ( $y = 0,054x - 32,221$ ). En revanche, l'unité Algérois-Hodna-Soummam (**Fig. IV. 17(c)**) affiche une légère augmentation du nombre de jours secs consécutifs ( $y = 0,2112x - 363,64$ ). Ces tendances à la hausse suggèrent des risques croissants de sécheresse, potentiellement liés à la diminution de la fréquence des précipitations en perturbant la distribution normale de son régime. Des périodes sèches prolongées ont de graves conséquences sur les ressources en eau de surface en premier lieu et sur les eaux souterraines en second lieu. Enfin, l'unité Constantinois-Seybouse-Mellegue (**Fig. IV. 17(d)**) est distinguée par une tendance à la baisse du nombre de jours secs consécutifs ( $y = -0,2243x + 507,31$ ), indiquant une réduction des périodes de sécheresse prolongées au fil du temps dans cette région. Probablement dues à une augmentation de la fréquence de l'indice Rx5day et R20mm.



### 2.2.3. Analyse de tendances Moyenne mobile

La fluctuation des précipitations extrêmes est évaluée à l'aide de la méthode de la moyenne mobile, comme illustré à la figure IV.18. Cette méthode permet de révéler les variations temporelles des précipitations extrêmes. Au fil du temps, d'importantes accumulations de précipitations supérieures à 20 mm ont été enregistrées dans diverses régions du nord de l'Algérie.

Dans la région occidentale, une augmentation marquée des précipitations extrêmes a été observée entre 2000 et 2010. Des stations telles que Maghnia (**Fig. IV.18(a)**), Ain Sefra (**Fig. IV.18(b)**) et Saïda (**Fig. IV.18(c)**) ont enregistré des hausses substantielles des précipitations cumulées au cours de cette période. De plus, des tendances similaires ont été observées dans la région d'Arzew, Beni Saf et El Kheiter. Cette augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations dans la région occidentale suggère une vulnérabilité croissante aux phénomènes météorologiques extrêmes au début du XXI<sup>e</sup> siècle. La partie centrale de la zone d'étude a également connu une augmentation significative des précipitations extrêmes. Cela s'est traduit par une fréquence accrue de précipitations supérieures à 20 mm, particulièrement prononcée dans la région de Miliana (**Fig. IV.18(d)**). Dans cette zone, la moyenne mobile met en évidence une nette augmentation des précipitations extrêmes au cours des années 2000. Cette tendance est toutefois suivie d'une baisse dans les années 2010, comme observé dans la région de Bou Saâda (**Fig. IV.18(f)**). Cette fluctuation suggère une interaction complexe de facteurs climatiques contribuant à la fois à la hausse et à la baisse des précipitations extrêmes dans cette région centrale.

Dans la région orientale, l'indice R20 mm montre une tendance à la hausse significative à partir des années 2000, les stations telles que Sétif (Ain Arnat), Jijel, Tébessa et Oum El Bouaghi (**Fig. IV.18(i)**) étant particulièrement touchées. Ces zones ont connu une augmentation notable de la fréquence et de l'intensité des précipitations extrêmes, indiquant une évolution vers des régimes de précipitations plus volatils et extrêmes dans la partie orientale du nord de l'Algérie.

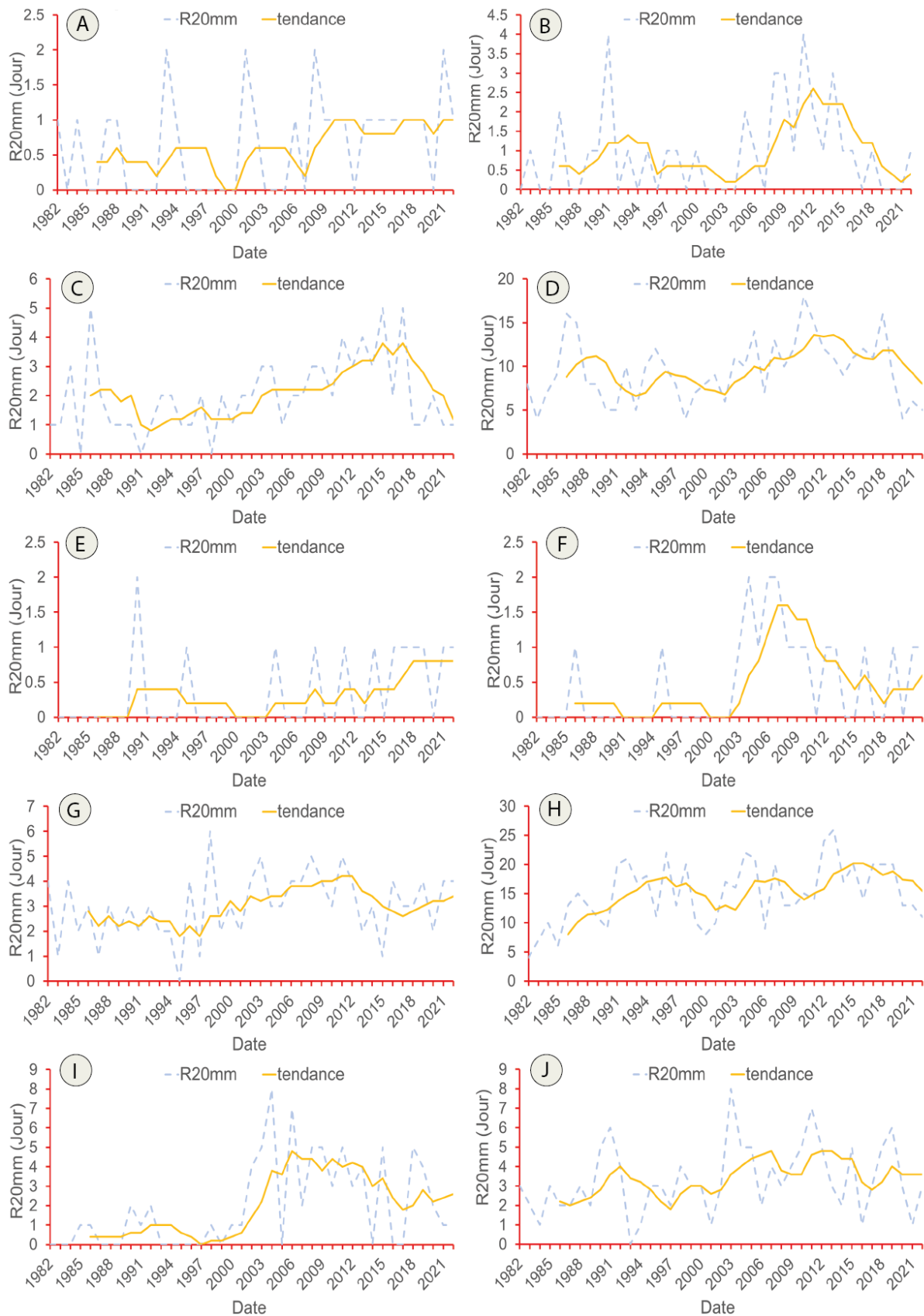


Figure IV.18. Tendence mobile de précipitations R20mm 1982-2022 : (A) Maghnia, (B) Ain Sefra, (C) Saida, (D) Miliana, (E) M'Sila, (F) Bou Saada, (G) Setif (Ain Arnat), (H) Jijel, (I) Oum El Bouaghi, (J) Tebessa.

### III. Modélisation des extrêmes pluviométriques

#### 3.1. Analyse spatiale des paramètres du modèle

Le modèle GEV (Generalized Extreme Value) a été appliqué aux épisodes de précipitations égales ou supérieures à 20 mm, permettant de caractériser la variabilité spatiale des événements extrêmes (**Fig. IV.19**). La distribution du paramètre d'échelle ( $\sigma$ ) présente des valeurs relativement élevées, allant de 6,77 à 8,37 mm dans la partie Est du pays (**Fig. IV.19(a)**). Plusieurs stations, notamment Biskra, Soummam, Jijel, Miliana, Es Senia et Dar El Beida, affichent des valeurs de  $\sigma$  supérieures à 6 mm. Cela suggère une dispersion importante autour de la valeur moyenne, indiquant que les précipitations extrêmes peuvent varier d'environ  $\pm 6$  mm par rapport à la moyenne des événements considérés.

Le paramètre de position ( $\mu$ ) dépasse généralement le seuil de 20 mm, avec des valeurs atteignant jusqu'à 28 mm dans certaines zones (**Fig. IV.19(b)**). Cela indique que la plupart des événements extrêmes dépassent nettement le seuil minimal fixé de 20 mm, renforçant ainsi leur caractère exceptionnel.

Par ailleurs, le paramètre de forme ( $\gamma$ ) est positif dans 99 % des stations analysées, ce qui correspond à une distribution de type Fréchet (**Fig. IV.19(c)**). Cela reflète une forte propension aux valeurs extrêmes. Seule la station de Bou Saâda présente une valeur négative de  $\gamma$  ( $-0,113$ ), indiquant une queue de distribution plus courte, donc un potentiel plus limité pour les événements extrêmes. La prédominance des paramètres de forme positifs montre que la distribution de Fréchet est bien adaptée pour modéliser les précipitations extrêmes en Algérie. En effet, cette distribution se distingue par sa capacité à représenter des événements rares avec une probabilité plus élevée que celles de Gumbel ou de Weibull.

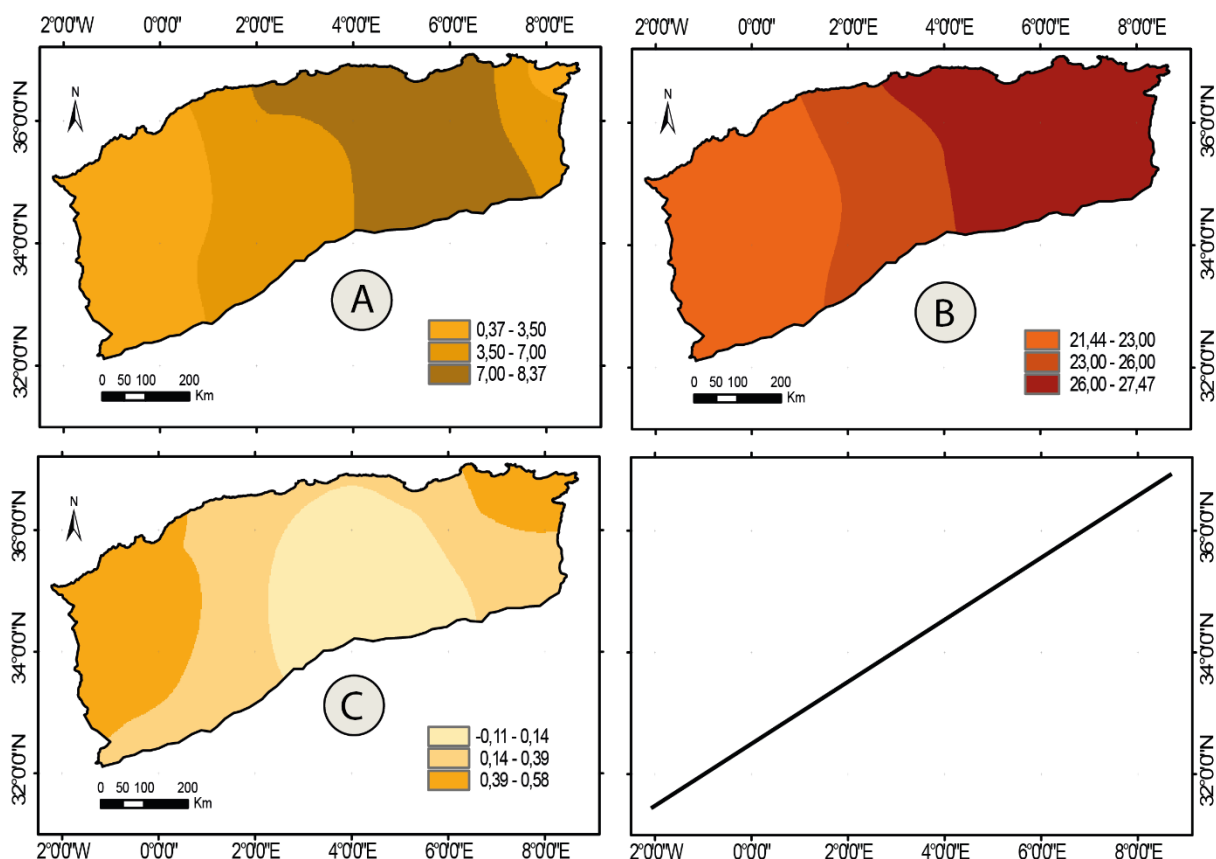


Figure IV.19. Distribution spatiale des paramètres du modèle GEV : (A) paramètre d'échelle  $\sigma$  ; (B) paramètre de position  $\mu$  ; (C) paramètre de forme  $\gamma$  ;

### 3.2. Validation spatiale du modèle GEV

Les résultats des tests d'ajustement indiquent que l'hypothèse nulle ( $H_0$ ), selon laquelle les données suivent une distribution GEV, est globalement acceptée. En effet, les tests de Kolmogorov–Smirnov et du khi carré appliqués aux données de précipitations extrêmes confirment un bon ajustement du modèle GEV à un seuil de signification  $\alpha = 5\%$  pour la majorité des stations (Fig. IV.20). Toutefois, dans six stations — Jijel, Miliana, Sétif, Skikda, Soummam et Tébessa — l'hypothèse nulle n'est acceptée qu'à un seuil plus strict de 1%, ce qui indique un ajustement statistiquement significatif mais légèrement moins robuste dans ces cas particuliers.

Les performances du modèle GEV sont particulièrement bonnes dans les régions occidentales du pays, où les valeurs des statistiques de Kolmogorov–Smirnov varient entre 0,555 et 0,997, et celles du test khi carré entre 0,551 et 0,984. Ces résultats témoignent d'une forte cohérence entre les observations et les valeurs théoriques du modèle (Fig. IV.20a, Fig. IV.20c). En revanche, cette cohérence diminue progressivement vers l'est, et plus nettement dans les régions

du Nord-Est de l'Algérie (**Fig. IV.20b, Fig. IV.20d**). Malgré cette atténuation régionale de la qualité de l'ajustement, le modèle GEV reste globalement stable et statistiquement valide.

Ces résultats confirment l'adéquation du modèle GEV pour l'analyse des précipitations extrêmes dans le nord de l'Algérie, tout en soulignant une variabilité spatiale dans la qualité d'ajustement qui mérite d'être prise en compte dans les analyses régionales.

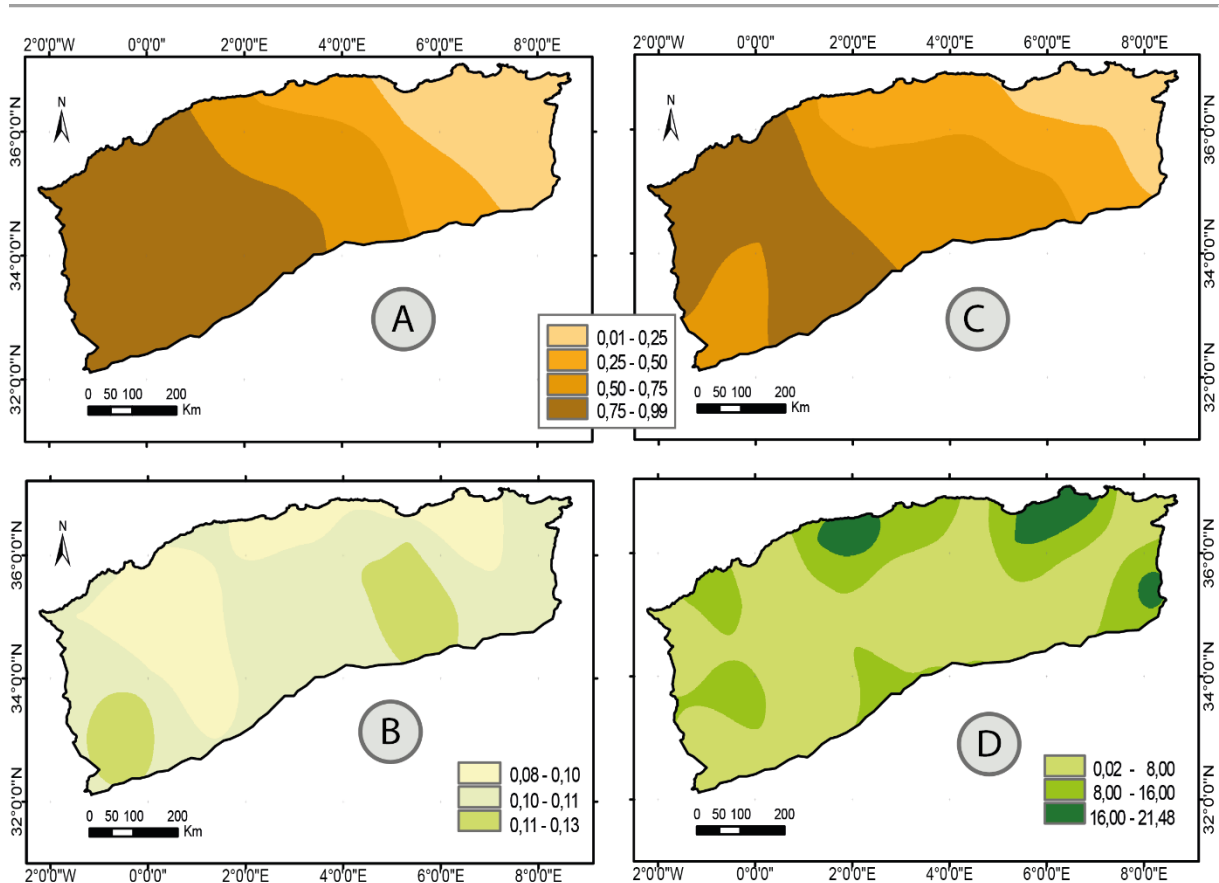


Figure IV.20. Validation spatiale du modèle GEV : (A)  $p$ -value de test Kolmogorov-Smirnov ; (B) Statistique de Kolmogorov-Smirnov ; (C)  $p$ -value de test Chi-square ; (D) Statistique de Chi-square

### 3.3. Analyse de l'incertitude et la sensibilité du modèle

L'incertitude associée au modèle GEV a été examinée en adoptant un intervalle de confiance de 95 %, et en comparant les valeurs empiriques obtenues par estimation directe non paramétrique avec la courbe théorique du modèle (**Fig. IV.21**). Les résultats montrent un très bon ajustement du modèle aux données observées, avec une superposition quasi parfaite des valeurs empiriques sur la courbe du modèle pour des périodes de retour allant jusqu'à 50 ans. Toutefois, une tendance à la surestimation a été identifiée au-delà de certains seuils temporels, variant selon les unités hydrologiques analysées. Cette surestimation commence à apparaître après 40 ans pour la région Oranie-Chott-Chergui (**Fig. IV.21a**), 45 ans pour le Chelif-Zahrez

(**Fig. IV.21b**), 44 ans pour l'Algerois-Hodna-Soummam (**Fig. IV.21c**), et au-delà de 60 ans pour le Constantinois-Seybouse-Mellegue (**Fig. IV.21d**). Par ailleurs, les valeurs qui s'écartent de l'intervalle de confiance indiquent une instabilité du modèle lorsque les périodes de retour excèdent 100 ans, ce qui limite sa fiabilité dans l'estimation des événements extrêmes très rares.

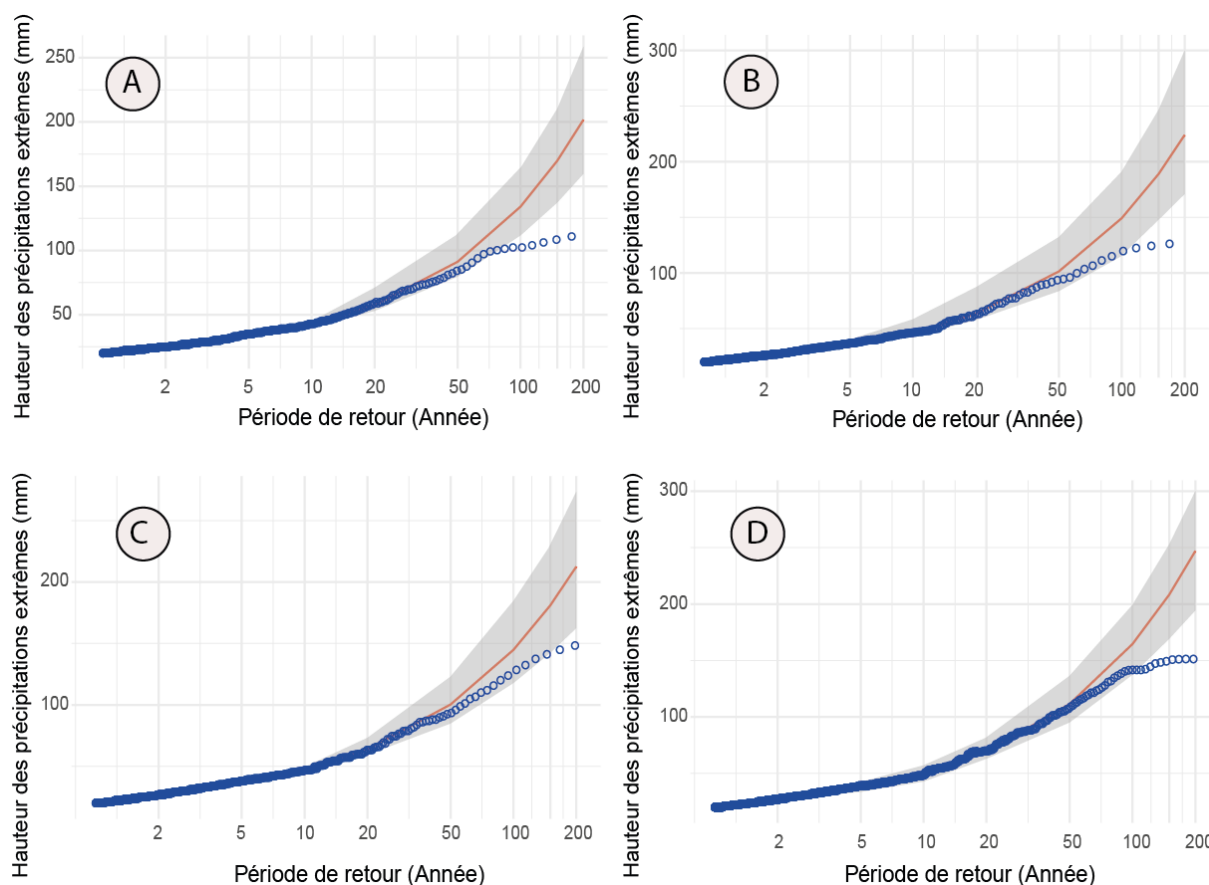


Figure IV.21. Analyse de l'incertitude du modèle Gev : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

La sensibilité du modèle GEV a été évaluée en supprimant progressivement les valeurs les plus extrêmes de la série, avec des taux d'exclusion de 1 %, 2,5 % et 5 %, et en comparant les résultats obtenus à chaque étape avec ceux issus de la série complète (**Fig. IV.22**). Cette analyse a été appliquée aux quatre unités hydrologiques afin d'examiner l'impact de ces exclusions sur l'estimation des périodes de retour. Les résultats montrent que le modèle demeure globalement cohérent pour les périodes de retour courtes, notamment sur l'échéance de 2 ans. Toutefois, cette cohérence diminue progressivement à mesure que les périodes de retour s'allongent et que la proportion de données extrêmes supprimées augmente, ce qui reflète la forte sensibilité du modèle aux valeurs extrêmes.

- Pour l'unité Oranie–Chott-Chergui, la suppression de 5 % des valeurs les plus extrêmes entraîne une diminution des estimations de 20 % (soit 11 mm) pour une période de retour de 20 ans, de 31 % (26 mm) pour 50 ans, et de 40 % (48 mm) pour 100 ans (**Fig. IV.22a**).
- Dans le Chelif–Zahrez, les baisses correspondantes sont de 18 % (9 mm), 28 % (23 mm) et 35 % (42 mm) respectivement (**Fig. IV.22b**).
- Pour l'Algerois–Hodna–Soummam, les diminutions observées sont de 18 % (11 mm), 27 % (26 mm) et 34 % (48 mm) respectivement (**Fig. IV.22c**).
- Enfin, dans le Constantinois–Seybouse–Mellegue, l'impact est encore plus marqué avec des baisses de 22 % (14 mm), 32 % (33 mm) et 40 % (62 mm) pour les mêmes périodes (**Fig. IV.22d**).

Ces résultats soulignent l'importance des valeurs extrêmes dans la structuration des distributions et dans l'estimation fiable des événements rares. Toute altération, même minime, de ces extrêmes peut entraîner une sous-estimation significative des précipitations associées aux longues périodes de retour.

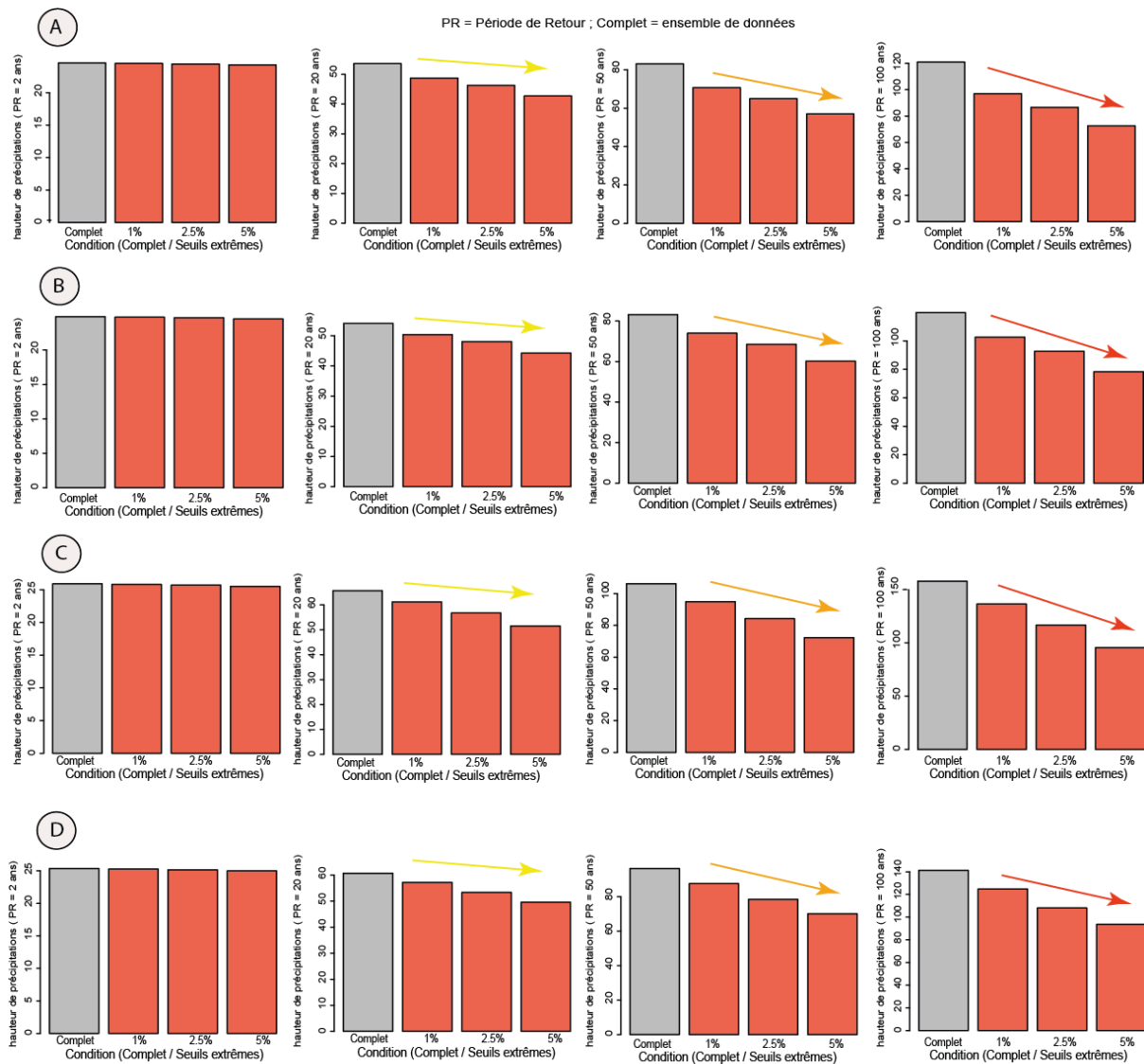


Figure IV.22. Sensibilité d'estimation de la hauteur des précipitations : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### 3.4. Analyse des fréquences de récurrences

La fréquence de récurrence des précipitations extrêmes, en particulier celles dépassant 20 mm par jour, a été évaluée à l'aide de la distribution généralisée des valeurs extrêmes (GEV). Les résultats obtenus ont ensuite été interpolés spatialement par la méthode de **krigeage**, afin de cartographier la distribution spatiale des précipitations extrêmes et d'estimer la hauteur attendu pour différentes périodes de retour (5, 20, 50 et 100 ans) dans plusieurs régions du nord de l'Algérie (**Fig. IV.23**).

Pour une période de retour de 5 ans, les précipitations extrêmes varient entre 25 mm et 42 mm. Les stations situées à Soummam, Jijel, Skikda, Miliana, Dar El Beida et Biskra enregistrent les valeurs les plus élevés, entre 35 mm et 42 mm. À l'opposé, les régions de l'ouest, comme

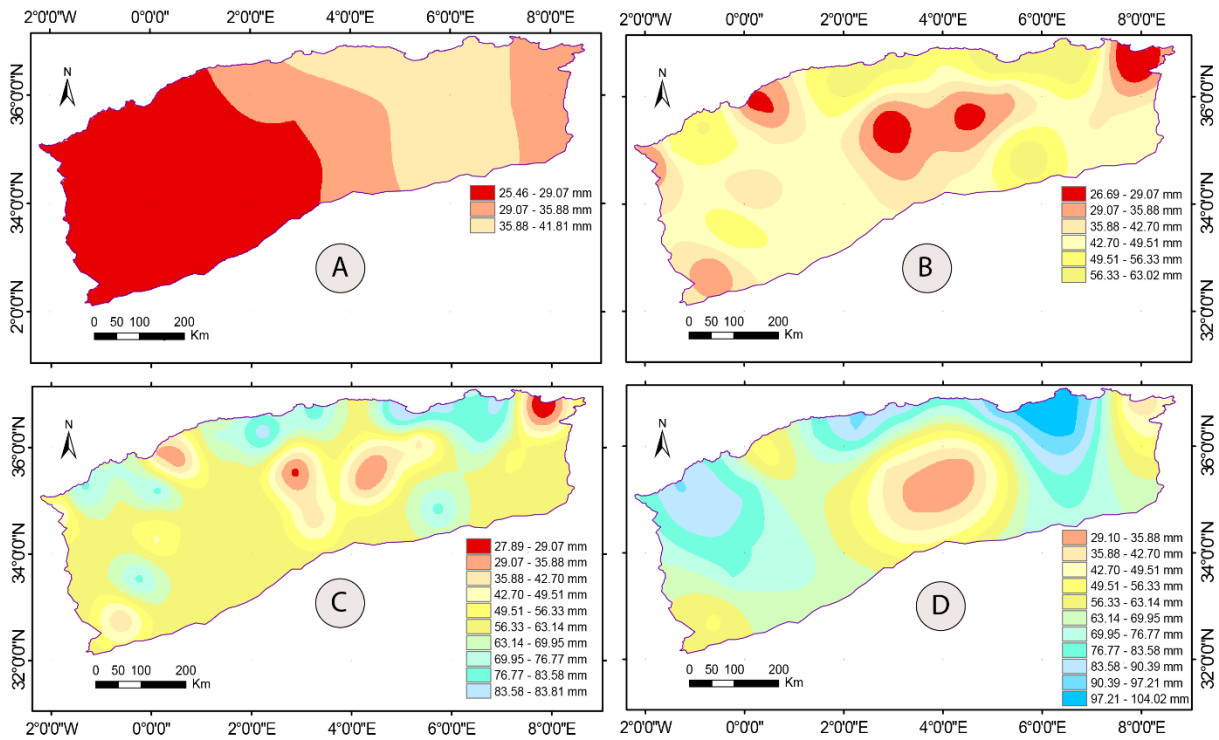
Mostaganem ou Ain Sefra, présentent des valeurs plus faibles, souvent inférieures à 30 mm (**Fig. IV.23a**).

Sur une période de retour de 20 ans, les valeurs extrêmes de précipitations s'échelonnent entre 27 mm et 63 mm. Les stations de Soummam, Jijel, Miliana, Biskra, Skikda, Dar El Beida, Constantine, Mecheria, Es Senia et Beni Saf montrent des valeurs élevées allant de 50 mm à 63 mm. En revanche, des régions telles que Mostaganem, M'Sila, Ain Oussara et Annaba affichent des précipitations plus faibles, comprises entre 26 mm et 37 mm (**Fig. IV.23b**).

Pour une période de retour de 50 ans, les précipitations journalières extrêmes sont estimées entre 28 mm et 84 mm. Les régions de Soummam, Jijel, Skikda, Miliana, Constantine, Dar El Beida, Biskra, Ghriss, Mecheria et Beni Saf pourraient connaître des événements compris entre 67 mm et 84 mm. À l'inverse, Annaba, Ain Oussara et Mostaganem devraient connaître des précipitations inférieures à 38 mm (**Fig. IV.23c**).

Pour l'événement centennal, les précipitations extrêmes varient de 29 mm à 104 mm. Les stations de Soummam, Skikda, Ghriss, Jijel, Miliana, Constantine, Beni Saf et Dar El Beida enregistrent les valeurs les plus élevées, entre 85 mm et 104 mm. En revanche, Bou Saâda, Ain Oussara et Annaba présentent des valeurs nettement inférieures, inférieures à 45 mm (**Fig. IV.23d**).

Un exemple concret illustrant la pertinence du modèle concerne les fortes précipitations survenues les 8 et 9 septembre 2024 à Ain Sefra et Béchar. À Ain Sefra, un cumul de 62,99 mm a été enregistré en deux jours, dont 44 mm le 9 septembre. Cette valeur est en accord avec les estimations du modèle pour un événement de période de retour de 50 ans (**Fig. IV.23c**). Cela suggère que ces régions sont exposées à des événements pluviométriques extrêmes pouvant atteindre voire dépasser 70 mm par jour. Le modèle GEV, dans sa configuration actuelle, reste fiable pour estimer des précipitations extrêmes allant jusqu'à 104mm.



#### IV. Conclusion

L'analyse approfondie des précipitations extrêmes dans le nord de l'Algérie a reposé sur une combinaison d'outils statistiques robustes : les tests de tendance de Mann-Kendall, une série d'indices climatiques recommandés par le CCI/OMM (tels que  $R \times 1 \text{ day}$ ,  $R \times 5 \text{ day}$ , R95p, R99p, R10mm, R20mm, SDII, CWD, CDD, et PRCPTOT), ainsi que la modélisation des événements extrêmes par la loi des valeurs extrêmes généralisées (GEV).

Les résultats des tests de Mann-Kendall ont révélé des tendances significatives dans plusieurs indices, en particulier ceux liés à l'intensité ( $R \times 1 \text{ day}$ ,  $R \times 5 \text{ day}$ ), à la fréquence (R10mm, R20mm), et à l'occurrence d'épisodes extrêmes (R95p, R99p). Ces tendances indiquent une intensification des événements extrêmes dans plusieurs régions, notamment dans le Nord-Est et le Centre du pays, alors que des tendances décroissantes ou non significatives ont été observées dans certaines zones de l'Ouest et du Sud. L'indice SDII a montré une tendance à l'augmentation de l'intensité moyenne des précipitations journalières, tandis que les indices CWD (périodes humides) et CDD (périodes sèches) révèlent une variabilité importante dans la répartition intra-annuelle des précipitations.

Les indices PRCPTOT ont quant à eux mis en évidence une relative stabilité des cumuls annuels dans plusieurs régions, mais avec des signes d'augmentation dans certaines stations du Centre-

Est, ce qui peut traduire une concentration accrue des précipitations sur des périodes plus courtes, contribuant ainsi au risque d'inondations.

Par ailleurs, l'analyse par le modèle GEV appliqué aux précipitations quotidiennes  $\geq 20$  mm a permis de quantifier la hauteur de précipitations extrêmes pour différentes périodes de retour (5, 20, 50 et 100 ans). Le modèle a montré un bon ajustement dans la majorité des stations selon les tests de Kolmogorov–Smirnov et du khi carré, et les paramètres de forme indiquent une dominance de la distribution de Fréchet, traduisant un risque élevé d'occurrence de valeurs extrêmes. Les régions du Centre-Est, telles que Soummam, Jijel, Skikda, Miliana et Dar El Beida, apparaissent comme les plus vulnérables, avec des valeurs projetées dépassant 100 mm pour les événements centennaux. L'exemple de l'événement extrême survenu à Ain Sefra en septembre 2024 valide la capacité prédictive du modèle GEV, confirmant son utilité pour la planification hydrologique.

En somme, les résultats combinés des analyses de tendance, des indices climatiques et de la modélisation des extrêmes soulignent une évolution vers un climat plus variable et potentiellement plus dangereux sur le plan hydrologique. Cette situation nécessite une révision des politiques de gestion des risques liés à l'eau, une meilleure adaptation des infrastructures, ainsi qu'un renforcement des systèmes d'alerte précoce et de surveillance climatologique à l'échelle régionale.

## Chapitre V

Modélisation des événements humides et secs

### I. Introduction

Les processus hydrologiques sont généralement influencés par le réchauffement climatique, lui-même provoqué par l'accumulation des principaux gaz à effet de serre (Charlson *et al.*, 1991 ; Sadourny, 1996 ; Bourque, 2000 ; Karl *et al.*, 2009). L'élévation des températures qui en résulte a des conséquences importantes sur le régime des précipitations, un élément central du cycle de l'eau. Cette perturbation se manifeste notamment par une augmentation de la fréquence des phénomènes météorologiques extrêmes, tels que les sécheresses prolongées ou les pluies intenses, accompagnées de risques accrus (Easterling *et al.*, 2000).

Dans ce contexte, l'objectif principal de cette étude est d'analyser la variabilité des événements de précipitations extrêmes au cours des quatre dernières décennies, en examinant leur fréquence, leurs mécanismes de fluctuation et leur répartition dans l'espace. Pour cela, la théorie des valeurs extrêmes a été appliquée à deux indices de sécheresse : l'EDI (Effective Drought Index) et le SPI (Standardized Precipitation Index). Ces indices permettent de suivre avec précision l'alternance entre les périodes sèches et humides par rapport à une période de référence, en identifiant différents niveaux d'intensité : sécheresse modérée, sévère, extrême, ou conditions modérément humides, très humides et extrêmement humides.

La méthodologie adoptée repose sur deux approches complémentaires pour détecter les valeurs associées aux événements pluviométriques extrêmes. La première est l'approche par blocs (MB), qui consiste à extraire les maxima et minima d'un intervalle donné. La seconde, appelée POT (Peak Over Threshold), repose sur le dépassement d'un seuil défini, en tenant compte des extrêmes à la fois du côté sec (négatif) et humide (positif) de chaque indice. Les valeurs extrêmes obtenues à partir de l'approche MB sont modélisées à l'aide de la loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV), tandis que celles issues de l'approche POT sont modélisées par la loi de Pareto généralisée (GPD).

Ces méthodes permettent une analyse détaillée des événements pluviométriques extrêmes dans la région étudiée. Elles fournissent ainsi des informations essentielles pour améliorer la gestion des ressources en eau et développer des stratégies d'adaptation efficaces face aux effets du changement climatique.

## II. Analyse de la fluctuation des périodes humides et sèches

Les fluctuations des précipitations sont analysées à l'aide des indices de sécheresse EDI et SPI, par la méthode de la moyenne mobile sur un intervalle de temps de 24 mois. Cette approche met en évidence les variations temporelles des conditions de sécheresse, représentées par des valeurs négatives d'EDI et de SPI.

Au fil des années, des séquences de sécheresse sont identifiées dans différentes parties du nord de l'Algérie. Dans la région orientale, une sécheresse notable est observée pendant la période 1982-1992 dans des stations telles que Biskra, Oum El Bouaghi, Setif (Ain Arnat) et Tébessa particulièrement touchées (**Fig. V. 1**). Cette tendance se manifeste également pendant les périodes 1996-2002 et 2006-2009, avec des impacts variés sur différentes stations, notamment Batna, Tébessa et Soummam.

Dans la partie centrale de la zone d'étude, des épisodes de sécheresse se produisent également, entre 1983-1987, 1996-2003 et 2015-2022 (**Fig. V. 1**) et affectent particulièrement les stations d'Ain Oussara, Bordj Bou Arreridj, Dar El Beida (Alger) et Djelfa, soulignant la récurrence de la sécheresse dans cette région.

Quant à la partie occidentale, des épisodes de sécheresse se manifestent pendant les périodes 1982-1991, 1997-2003 et 2013-2022 principalement au niveau des stations d'Ain Sefra, El Kheiter, Mostaghanem, Relizane, Es Senia (Oran) et Maghnia.

Des périodes de conditions pluvieuses sont également observées dans différentes parties du nord algérien. Ainsi, dans la région orientale, des épisodes pluvieux sont plus fréquents pendant la période 2000-2006, dans les stations d'Annaba, Setif (Ain Arnat), Soummam et Tébessa enregistrant des précipitations abondantes.

Dans la région centrale, les périodes pluvieuses sont plus prononcées entre 2003 et 2012, au niveau d'Ain Oussara, Bou Saâda, Dar El Beida (Alger), Djelfa, M'Sila et Bordj Bou Arreridj signalant la hauteur de précipitations plus élevés.

Enfin, dans la partie occidentale, des épisodes pluvieux sont largement répartis sur la période 2004-2014, affectant des stations telles que Ain Sefra, Arzew, El Kheiter, Es Senia (Oran), Ghriss, Mecheria, Saida, Zenata et Beni Saf.

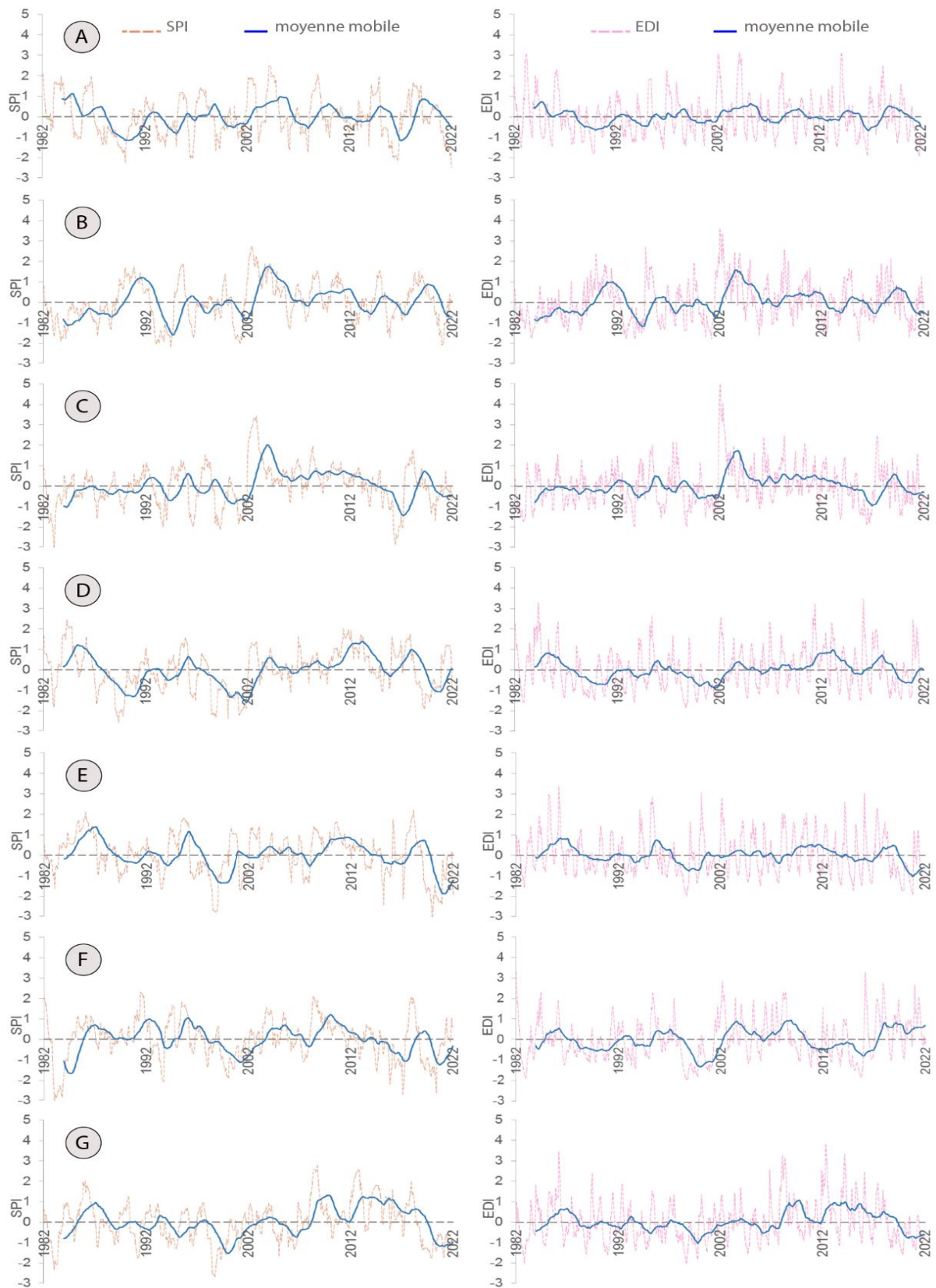


Figure V.1. Fluctuation des indices de sécheresses SPI et EDI en utilisant la moyenne mobile de 24 mois : (A) Annaba ;(B) Tebessa ;(C) Setif ;(D) Dar el baida ;(E) Miliana ;(F) Ain Oussara ;(G) Saida

## 2.1. Corrélacion spatiale entre SPI et EDI

Le coefficient de corrélation de Pearson entre l'indice EDI et le SPI met en évidence une variation spatiale notable de la relation entre ces deux indices. Les résultats révèlent un gradient décroissant de la corrélation du sud vers le nord du pays (**Fig. V.2**). Les coefficients s'étendent sur une plage allant de 0,790 à 0,526. Les valeurs les plus élevées sont observées dans la région saharienne, avec un maximum enregistré à la station d'Aïn Sefra. En revanche, les régions côtières présentent une corrélation positive modérée, avec des valeurs comprises entre 0,579 et 0,526. La station de Jijel se distingue par la valeur minimale de corrélation relevée.

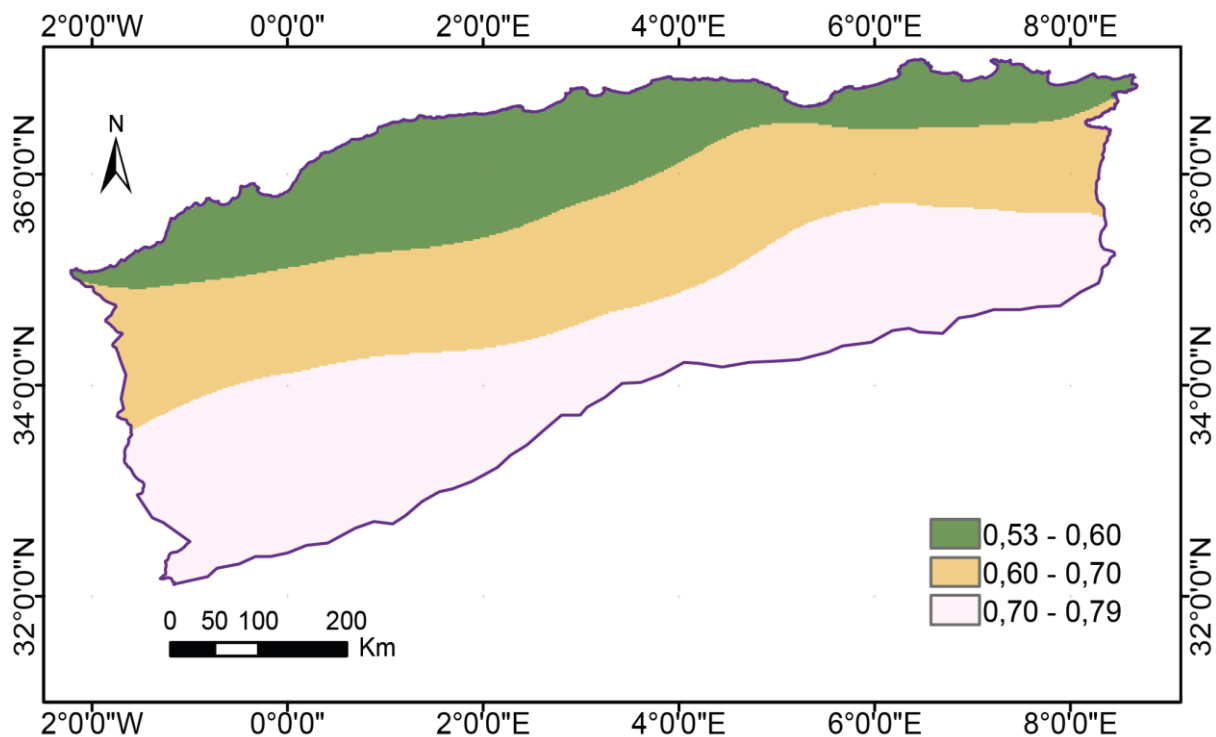


Figure V.2. Répartition spatiale de la corrélation entre l'indice SPI et EDI

Le diagramme de corrélation entre les indices SPI et EDI (**Fig. V.3**) permet de visualiser la relation linéaire entre ces deux indicateurs de sécheresse pour huit stations représentatives réparties sur un gradient nord-sud. L'analyse des nuages de points révèle une disparité dans la densité et la cohérence des relations selon les localisations géographiques.

Les stations sahariennes et semi-arides, telles qu'Aïn Sefra (h), El Bayadh (f) et Biskra (non nommée explicitement mais probablement représentée dans les groupes b ou h), affichent les coefficients de corrélation les plus élevés (respectivement  $R = 0.790$ ,  $R = 0.771$ , et  $R = 0.784$ ). Ces valeurs traduisent une relation étroite et cohérente entre SPI et EDI, renforcée par une dispersion modérée des points autour de la droite de tendance. Cela peut s'expliquer par le

caractère plus uniforme des précipitations dans ces régions, où les événements pluviométriques extrêmes influencent fortement les deux indices de manière similaire.

À l'inverse, dans les régions nordiques, notamment la station de Jijel (a), la corrélation est plus faible ( $R = 0.526$ ), accompagnée d'un nuage de points plus diffus. Cette dispersion traduit une relation moins linéaire entre les deux indices, probablement en raison de la variabilité plus importante des régimes pluviométriques côtiers, influencés par des facteurs orographiques et maritimes complexes.

Les stations intermédiaires, telles que Sétif (c,  $R = 0.712$ ), M'Sila (d,  $R = 0.621$ ) ou Ain Oussara (e,  $R = 0.700$ ), présentent des corrélations modérées à fortes, illustrant une transition progressive du régime saharien vers le régime méditerranéen. Le nuage de points y est globalement aligné, avec des densités variables selon la topographie locale et les conditions climatiques.

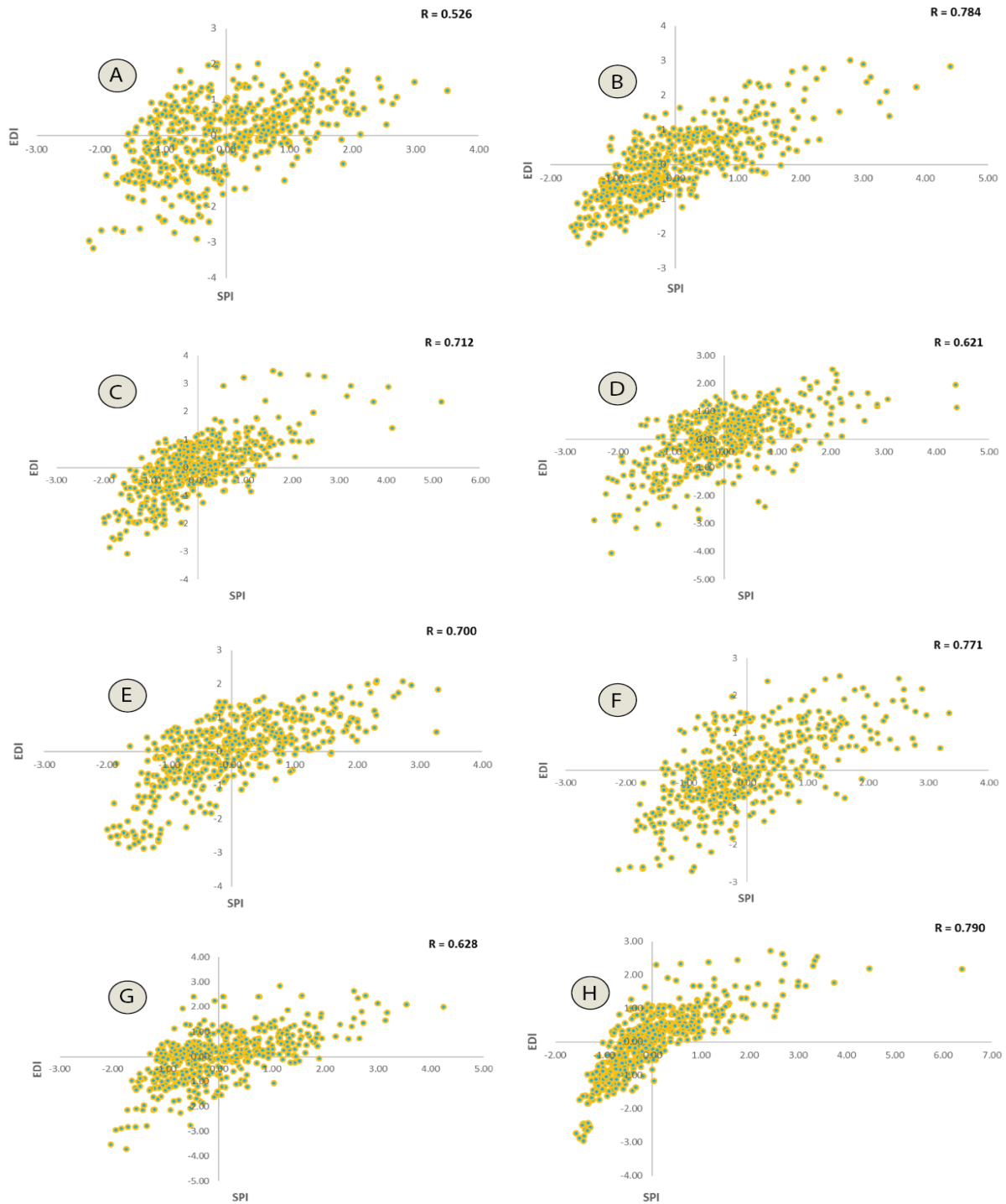


Figure V.3. Diagramme de corrélation entre l'indice SPI et EDI: (A) Jijel, (B) Batna, (C) Setif, (D) M'Sila, (E) Ain Oussara, (F) El Bayadh, (G) Zenata, (H) Ain Sefra

### III. Modélisation des conditions humides et sèches

Le diagramme (Fig. V. 4) montre la méthode adoptée pour réaliser la modélisation des événements extrêmes humide et extrêmes secs en utilisant les deux indices de sécheresses (SPI et EDI) et la théorie des valeurs extrêmes. Dans le texte, la « période humide » est désignée par

« EDI-positive ; SPI-positive ; EDI-maxima ; SPI-maxima » et la « période sèche » est désignée par « EDI-négatif ; SPI-négatif ; EDI-minima ; SPI-minima »

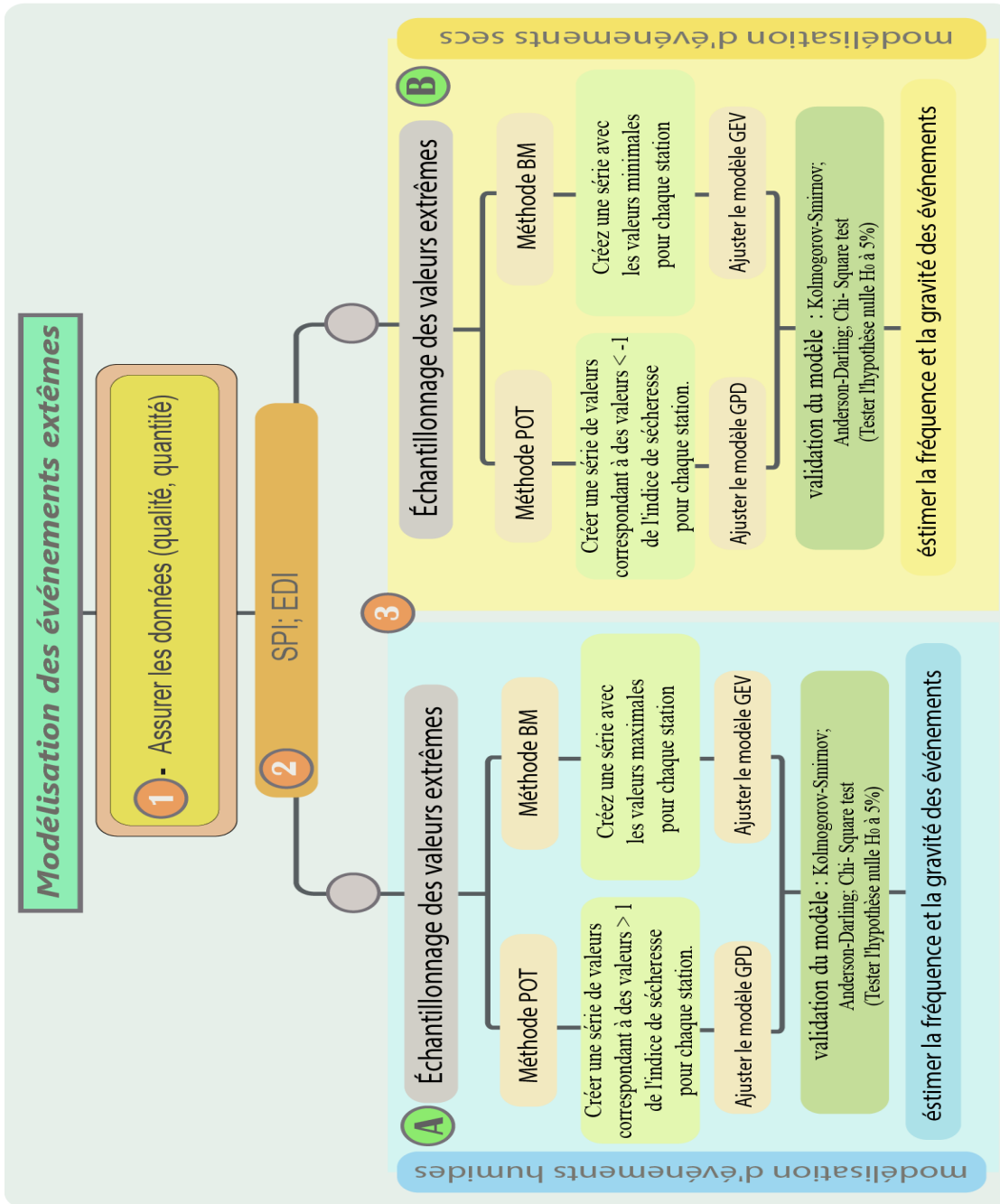


Figure V.4. Diagramme de modélisation des événements extrêmes humide et extrêmes secs

### 3.1. Modélisation des périodes humides

#### 3.1.1. Estimer les paramètres de modèles

L'ajustement des valeurs EDI-maxima et SPI-maxima à la loi généralisée des valeurs extrêmes permet les estimations des paramètres de forme, d'échelle et de position, dont nous présentons leur répartition spatiale dans (Fig. V. 5) Les valeurs des paramètres de forme pour les EDI-maxima et les SPI-maxima varient respectivement de  $\gamma = 0.184$  à  $\gamma = -0.309$  et de  $\gamma = -0.079$  à

$\gamma = -0.558$ . Les valeurs des paramètres d'échelle se situent dans l'intervalle de  $\sigma = 1.099$  à  $\sigma = 0.524$  pour les EDI-maxima, et de  $\sigma = 1.012$  à  $\sigma = 0.688$  pour les SPI-maxima. En ce qui concerne les paramètres de localisation, ils varient entre  $\mu = 1.262$  à  $\mu = 0.458$  pour les EDI-maxima, et de  $\mu = 0.644$  à  $\mu = 0.190$  pour les SPI-maxima, respectivement.

Les résultats montrent que la majorité des séries EDI-maxima sont représentées par des paramètres de forme négatifs, suivant la distribution de Weibull (type III), à l'exception de certaines stations telles que Ain Sefra ( $\gamma = 0.008$ ), Biskra ( $\gamma = 0.147$ ), El Kheiter ( $\gamma = 0.184$ ), Ghriss ( $\gamma = 0.004$ ), Maghnia ( $\gamma = 0.092$ ), Relizane ( $\gamma = 0.123$ ), Setif (Ain Arnat) ( $\gamma = 0.012$ ), Skikda ( $\gamma = 0.128$ ) et Soummam ( $\gamma = 0.013$ ), qui suivent la distribution de Fréchet (type II). D'autre part, tous les SPI-maxima sont représentés par des paramètres de forme positifs, conformément à la distribution de Weibull (type III).

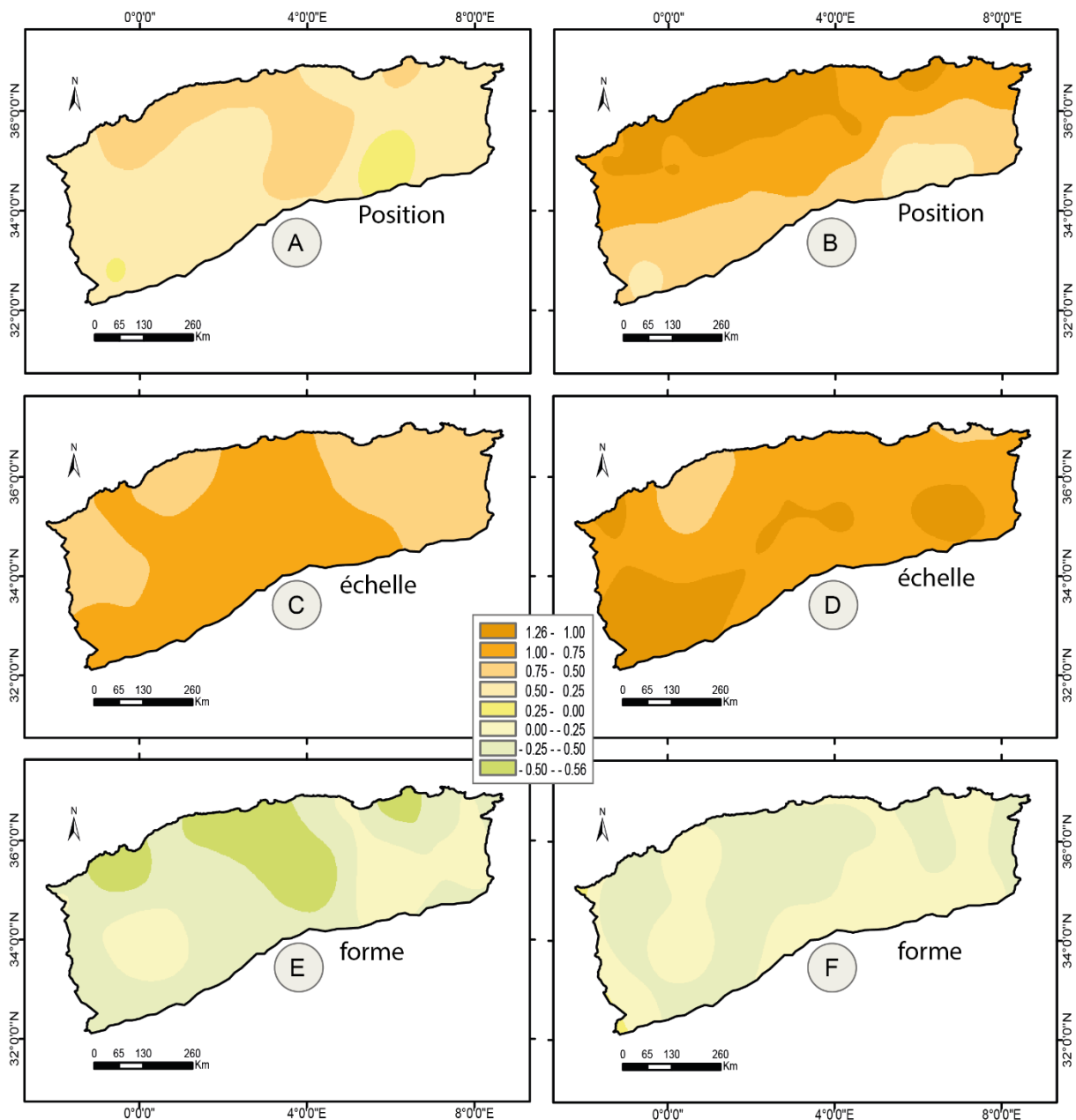


Figure V.5. Répartition spatiale des paramètres du modèle Gev (événements humides) : (A) position-SPI, (B) position-EDI, (C) échelle-SPI, (D) échelle-EDI, (E) forme-SPI, (F) forme-EDI

La figure V.6 montre la répartition spatiale des paramètres de la loi Pareto ajustée à la partie positive (EDI-positif, SPI-positif). Le paramètre de forme pour les séries EDI-positif et SPI-positif varie respectivement entre  $\gamma = 0.224$  et  $\gamma = -0.381$ , et entre  $\gamma = 0.184$  et  $\gamma = -0.736$ , tandis que le paramètre d'échelle se situe entre  $\sigma = 1.00$  et  $\sigma = 0.518$  pour EDI-positif, et entre  $\sigma = 1.146$  et  $\sigma = 0.363$  pour SPI-positif.

Les résultats indiquent que pour les séries EDI-positif, les stations de Ain Sefra ( $\gamma = 0.051$ ), Arzew ( $\gamma = 0.010$ ), Batna ( $\gamma = 0.065$ ), Beni Saf ( $\gamma = 0.029$ ), Biskra ( $\gamma = 0.081$ ), El Kheiter ( $\gamma =$

0.175), Ghriss ( $\gamma = 0.033$ ), Maghnia ( $\gamma = 0.189$ ), Mecheria ( $\gamma = 0.133$ ), M'Sila ( $\gamma = 0.005$ ), Saida ( $\gamma = 0.035$ ), Setif (Ain Arnat) ( $\gamma = 0.224$ ), Zenata ( $\gamma = 0.016$ ) se distinguent par un paramètre de forme positif. De même, pour les séries SPI-positif, les stations de Constantine ( $\gamma = 0.042$ ), Maghnia ( $\gamma = 0.184$ ), Mecheria ( $\gamma = 0.129$ ), Setif (Ain Arnat) ( $\gamma = 0.115$ ) et Skikda ( $\gamma = 0.079$ ) sont caractérisées par un paramètre de forme positif.

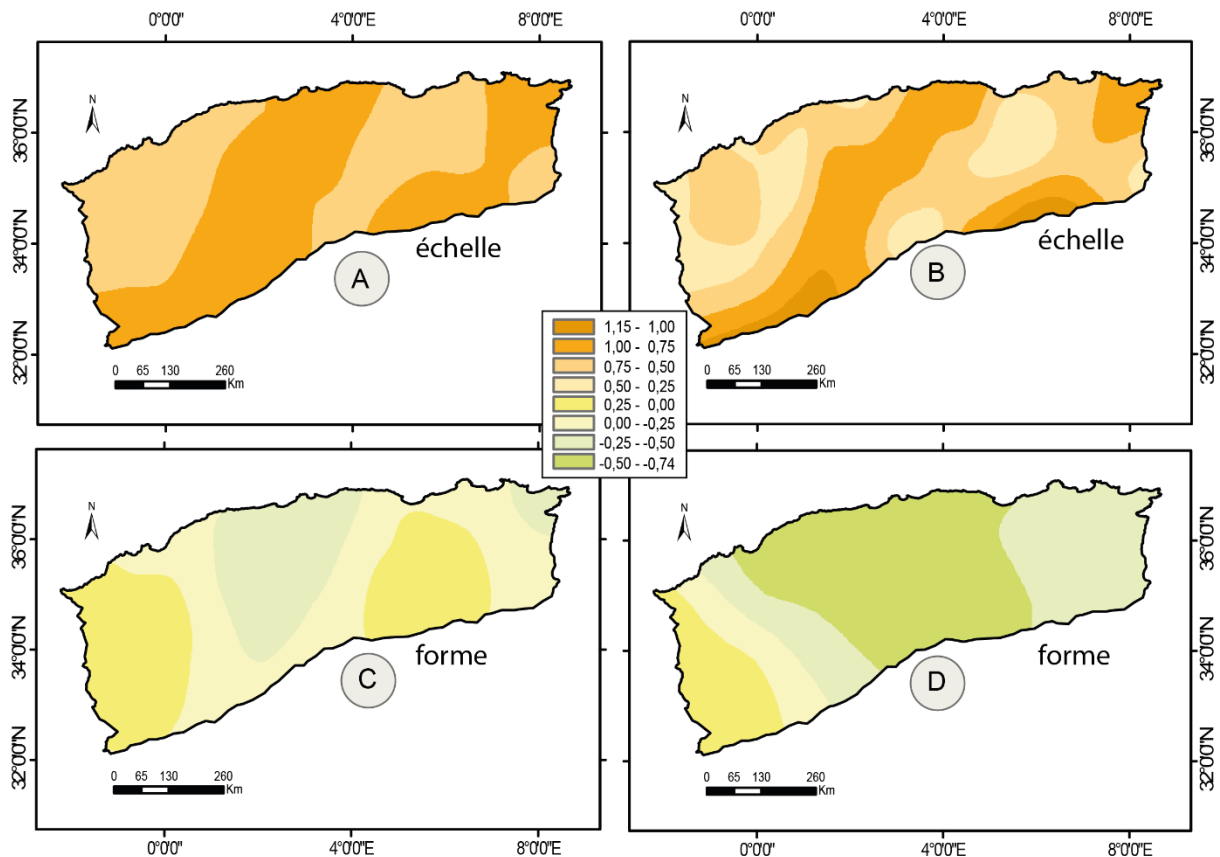


Figure V.6. Répartition spatiale des paramètres du modèle Pareto (événements humides) : (A) échelle-EDI, (B) échelle-SPI, (C) forme-EDI, (D) forme-SPI

### 3.1.2. Validation spatiale du model GEV et Pareto

Les résultats des tests d'adéquation indiquent que l'hypothèse nulle ( $H_0$ ) est acceptée lors de l'application du test de Kolmogorov–Smirnov ainsi que du test du khi carré aux distributions ajustées des modèles GEV et Pareto (**Fig. V.7**). Ces tests ont été appliqués aux séries de valeurs extrêmes des indices EDI-maxima, SPI-maxima, EDI-positives et SPI-positives, avec un seuil de signification  $\alpha = 5\%$ . Les résultats révèlent une bonne concordance entre les modèles théoriques et les données empiriques, avec des niveaux de significativité systématiquement supérieurs à 0,140 sur l'ensemble des stations étudiées.

Cette cohérence statistique témoigne de la stabilité et de la robustesse des deux modèles appliqués. En particulier, les distributions GEV et Pareto apparaissent bien adaptées pour

modéliser les conditions humides dans le nord de l'Algérie, où elles permettent d'estimer de manière fiable la fréquence et l'intensité des événements extrêmes.

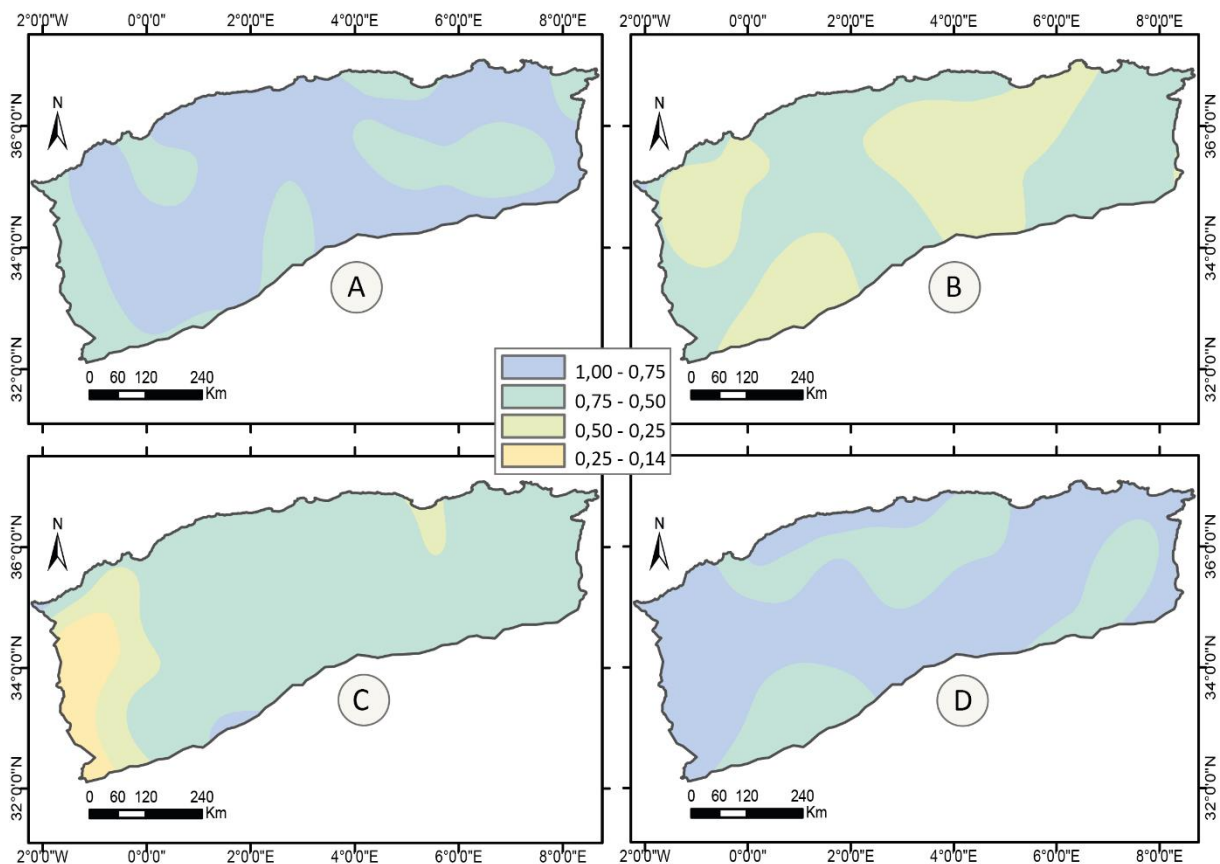


Figure V.7. Validation spatiale du modèle Gev et Pareto (événements humides) : (A) SPI-GEV, (B) EDI-GEV, (C) SPI-Pareto, (D) EDI-Pareto

### 3.1.3. Analyse de l'incertitude et la sensibilité du modèle

L'analyse de l'incertitude associée aux estimations montre que le modèle GEV présente une bonne fiabilité et une stabilité satisfaisante jusqu'à une période de retour de 100 ans, tandis que le modèle de Pareto généralisée conserve cette stabilité jusqu'à 200 ans (Fig. V.8). Cette robustesse est clairement mise en évidence par la faible largeur des intervalles de confiance à 95 %, ainsi que par la superposition quasi parfaite entre les courbes issues des données empiriques et celles des modèles théoriques.

Les deux modèles, GEV et Pareto, offrent un excellent ajustement aux séries de données relatives aux périodes d'humidité extrême, ce qui est confirmé par l'alignement remarquable des valeurs empiriques sur les courbes modélisées. Toutefois, certains écarts ont été observés sur des périodes de retour élevées. En particulier, une tendance à la surestimation est apparente au-delà de 75 ans dans la région du Chelif-Zahrez (Fig. V.8b), traduisant un écart croissant

entre les valeurs empiriques et celles prévues par les deux modèles. Inversement, une sous-estimation a été détectée à partir de la période de retour de 50 ans dans la région de l'Algerois–Hodna–Soummam (**Fig. V.8c**), indiquant une certaine limite d'ajustement des modèles dans cette zone spécifique pour les événements extrêmes à longue échéance.

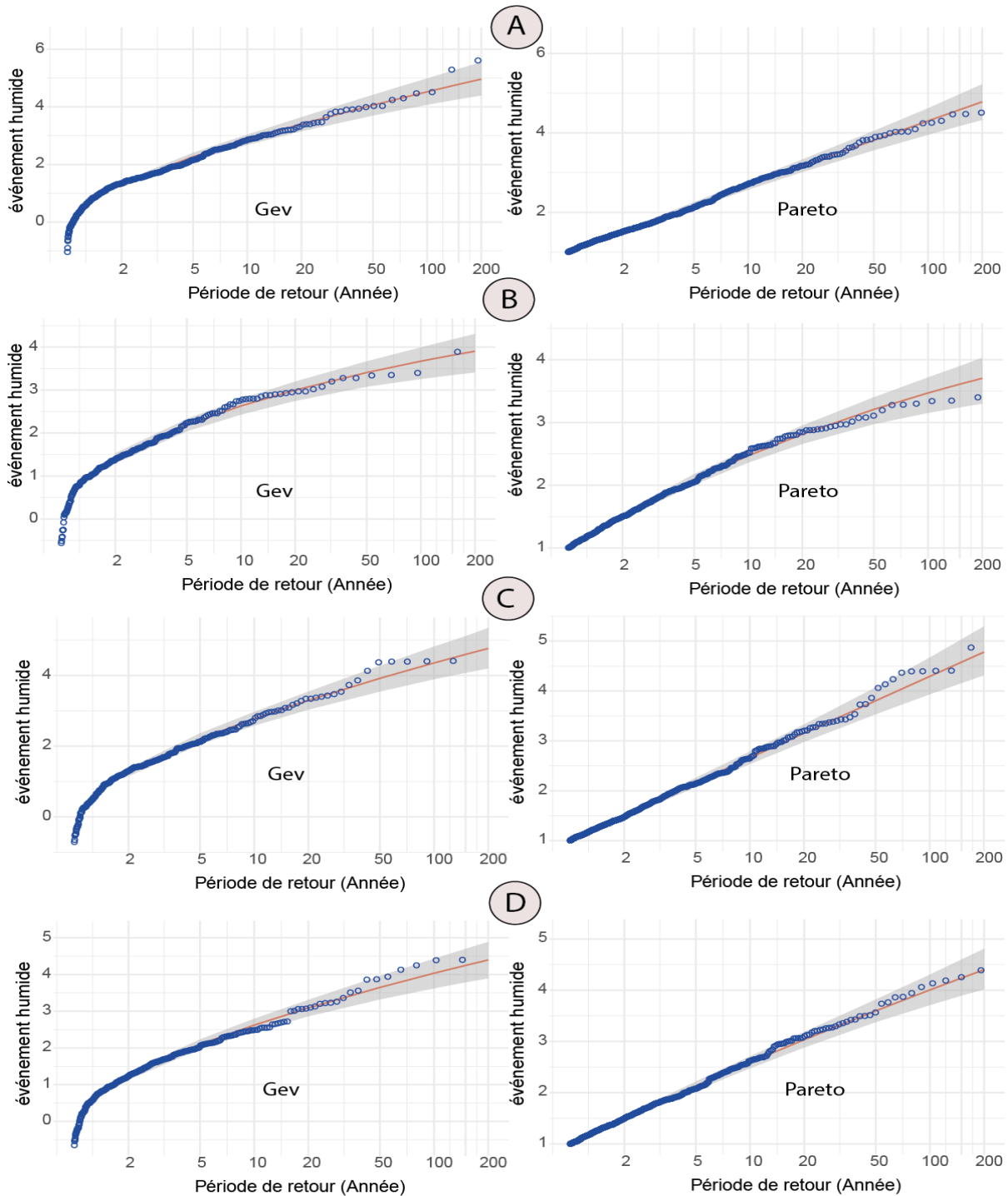


Figure V.8. Analyse de l'incertitude du modèle Gev et Pareto aux événements humides : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

L'analyse de la sensibilité du modèle GEV à l'estimation des périodes de retour, révèle que l'intervalle de confiance s'élargit de manière non linéaire avec l'augmentation de la période de retour, passant d'une largeur de 0,97 pour une période de retour de 5 ans à 5,63 pour une période de 100 ans (**Fig. V.9a**). Cette évolution traduit une incertitude croissante dans les prévisions à long terme, ce qui est inhérent à l'estimation d'événements rares.

Par ailleurs, les simulations par sous-échantillonnage indiquent que le modèle GEV reste globalement stable tant que la série chronologique comprend au moins 20 valeurs extrêmes (**Fig. V.9b**). En deçà de ce seuil, la fiabilité de l'estimation diminue, soulignant l'importance de disposer d'un échantillon suffisamment représentatif pour garantir des prédictions robustes. Le modèle GEV se montre particulièrement sensible au nombre de valeurs extrêmes incluses dans la série. En effet, l'estimation du période de retour sur 2 ans diminue d'environ 3 % lorsque 5 % des valeurs les plus extrêmes sont retirées. Cette réduction devient nettement plus marquée pour les périodes de retour plus longues, atteignant 22 % pour une période de 100 ans (**Fig. V.9c**). Ces résultats confirment que l'exclusion, même marginale, des valeurs extrêmes peut affecter significativement la précision des estimations, notamment pour les événements rares à longue échéance.

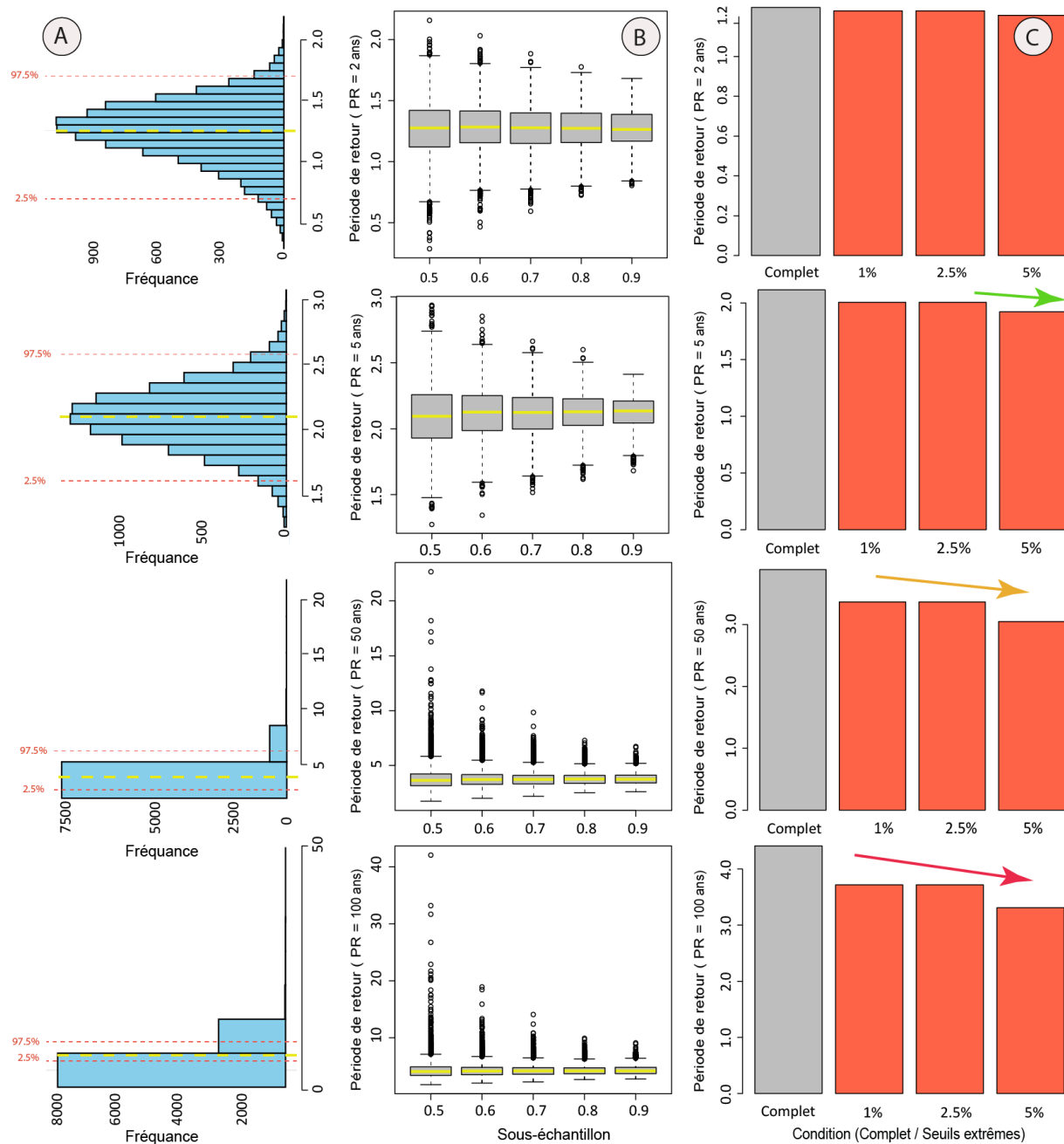


Figure V.9. Analyse de Sensibilité du modèle Gev: (A) fréquence des périodes de retour ; (B) estimation par sous-échantillonnage ; (C) estimation en supprimant des valeurs les plus extrêmes

L'intervalle de confiance du modèle de Pareto s'est également élargi à mesure que la période de retour augmentait, passant de 0,41 à 3,67 pour les périodes de retour de 2 et 100 ans respectivement (**Fig. V.10a**). L'estimation des périodes de retour est incertaine sur de très longues périodes de retour supérieures à 100 ans. L'estimation par sous-échantillonnage montre que le modèle de Pareto est stable pour estimer les périodes de retour adoptés (**Fig. V.10b**). Le modèle présente une sensibilité au nombre de valeurs dans la série temporelle. L'estimation du

niveau de rendement associé à 2 ans est réduite de 1,60 % lorsque 5 % des valeurs extrêmes sont supprimées de la série. Elle diminue également de 22 % lorsque 5 % des valeurs extrêmes sont supprimées de la série sur la période de 100 ans (**Fig. V.10c**).

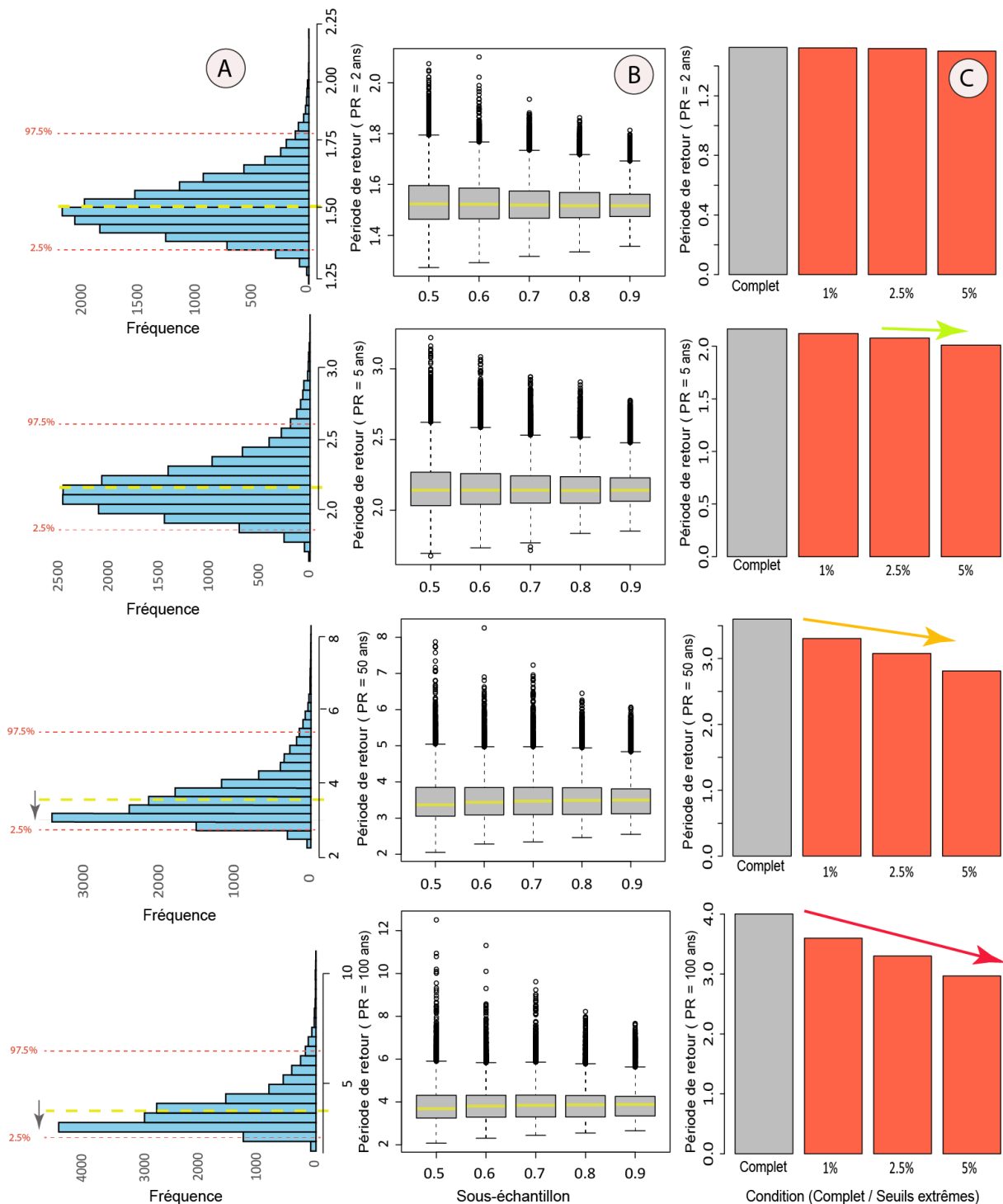


Figure V.10. Analyse de Sensibilité du modèle Pareto (A) fréquence de récurrences ; (B) estimation par sous-échantillonnage ; (C) estimation en supprimant des valeurs les plus extrêmes

### 3.1.4. Fréquences de récurrences des conditions humides

L'ajustement du modèle GEV aux séries de valeurs EDI-maxima permet d'estimer les valeurs associées à différentes périodes de retour (**Fig. V.11**). Les intervalles des EDI projetés s'échelonnent comme suit : [0,860 ; 1,775] pour une période de 2 ans, [1,870 ; 2,350] pour 5 ans, [2,754 ; 3,893] pour 20 ans, et [3,161 ; 6,260] pour 100 ans. Pour une récurrence biennale, la majorité des stations enregistrent des épisodes pluvieux modérés. Des exceptions notables sont observées : Biskra, qui présente des événements pluvieux normaux (EDI-maxima  $\approx 0,775$ ), et Jijel et Miliana, où des épisodes pluvieux sévères sont détectés.

Lorsque la période de retour atteint 5 ans, la fréquence des événements pluvieux extrêmes (EDI-maxima  $> 2$ ) augmente sensiblement à travers l'ensemble des stations, à l'exception de Biskra et Tébessa, qui restent dans la catégorie des événements sévères. Des précipitations extrêmes remarquables sont enregistrées pour une période de retour centennale : EDI-maxima de 5,090 à Maghnia, 5,740 à Aïn Sefra et 6,260 à El Kheiter, indiquant une vulnérabilité accrue aux épisodes hydrologiques extrêmes dans le sud-ouest de la zone d'étude.

Concernant les valeurs SPI-maxima, les plages associées aux périodes de retour sont les suivantes : [0,51 ; 0,95] pour 2 ans, [1,35 ; 1,66] pour 5 ans, [1,85 ; 2,49] pour 20 ans, et [2,04 ; 3,48] pour 100 ans. À l'échelle biennale, toutes les stations sont exposées à des événements pluvieux normaux. À partir de 5 ans de récurrence, une majorité d'entre elles bascule vers des épisodes modérément pluvieux. La période de retour de 20 ans marque l'apparition d'événements extrêmes sur la quasi-totalité des stations. Toutefois, certaines comme Chélif, Jijel, Aïn Oussara et Constantine restent caractérisées par des précipitations très pluvieuses, sans atteindre le seuil extrême selon l'indice SPI.

Ces résultats confirment l'utilité du modèle GEV dans la quantification des épisodes pluvieux intenses à différentes échelles de récurrence, en fournissant une image cohérente du gradient spatial de l'intensité des événements hydrologiques dans le nord de l'Algérie.

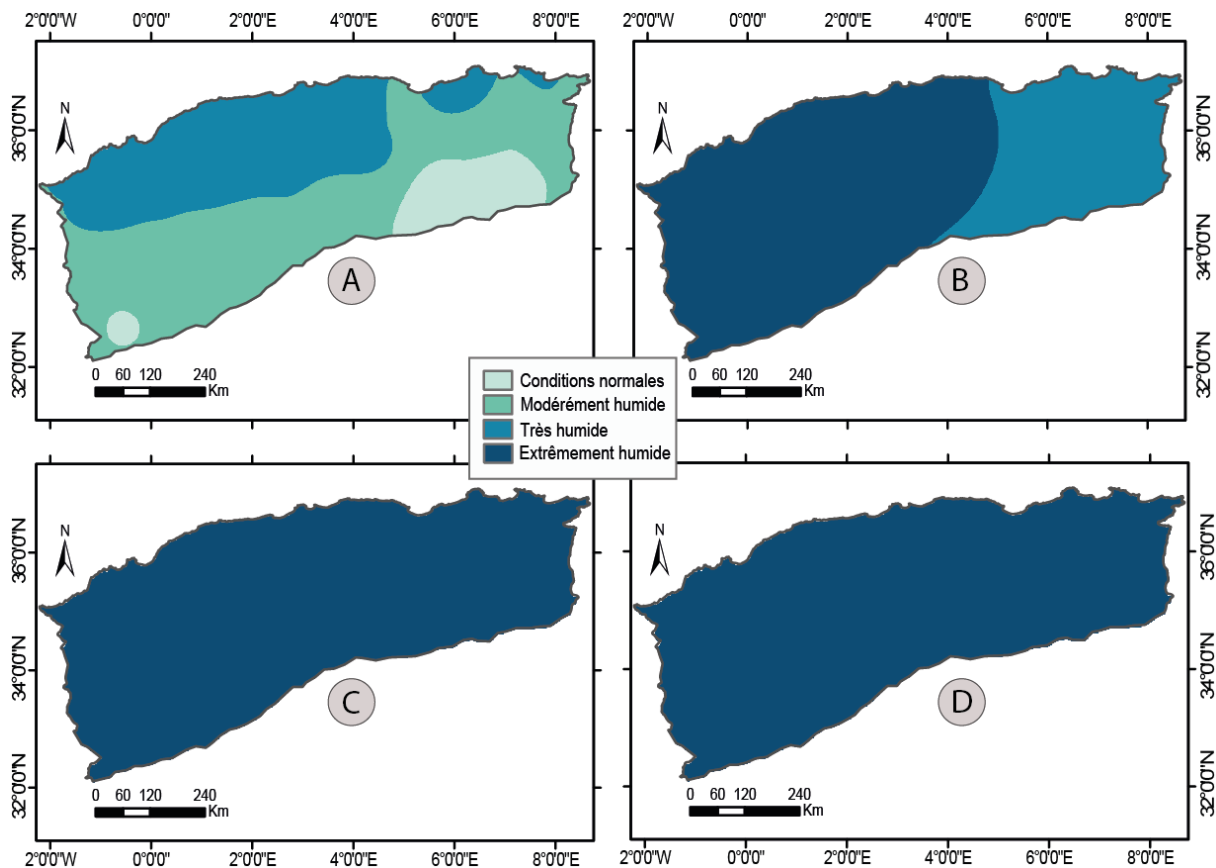


Figure V.11. Période de retour des évènements humides (EDI), modèle Gev (maxima par Blocs) : (A) 2ans, (B) 5ans, (C) 20ans, (D) 100ans

La fréquence d'apparition selon le modèle de Pareto montre que les valeurs positives des EDI se situent dans les intervalles suivants : (1.687 ; 1.388), (2.657 ; 1.943), (4.268 ; 2.581), (6.380 ; 3.056) (**Fig. V. 12**) pour différentes périodes de récurrence de 2 ans, 5 ans, 20 ans et 100 ans respectivement. Sur une période de retour de 2 ans, la fréquence des événements étudiés varie entre des événements pluvieux modérés et très pluvieux. En revanche, des événements pluvieux extrêmes avec une fréquence de retour de 20 ans caractérisent la plupart des stations pluviométriques, à l'exception de Jijel, Tébessa, Arzew et Relizane, qui sont distinguées par la fréquence des événements pluvieux sévères. Pour 100 ans, des événements pluvieux extrêmes avec des valeurs de EDI-positif de 5.11, 5.18, 5.68 et 6.39 affectent respectivement les stations de Mecheria, Setif (Ain Arnat), Ain Sefra et Biskra.

Le modèle de Pareto montre également que les valeurs positives des SPI se répartissent comme suit : (1.70 ; 1.26), (2.37 ; 1.57), (3.27 ; 1.86), (4.85 ; 1.91) pour des périodes de récurrence de 2 ans, 5 ans, 20 ans et 100 ans respectivement. Ces intervalles montrent que sur une période de récurrence de 2 ans, la fréquence des événements pluvieux varie de modérée à sévère, tandis que sur une période de retour de 5 ans, elle révèle une fréquence de sévère à extrême. Cette

tendance se maintient pour une période de retour de 20 ans, où toutes les stations sont marquées par des événements pluvieux extrêmes, à l'exception d'Ain Oussara, Cheliff, Jijel, Miliana, Mostaganem et Oum El Bouaghi, qui sont exposées à des événements pluvieux sévères. Aussi, toutes les stations sont caractérisées par la fréquence des événements pluvieux extrêmes selon la période de récurrence centennale.

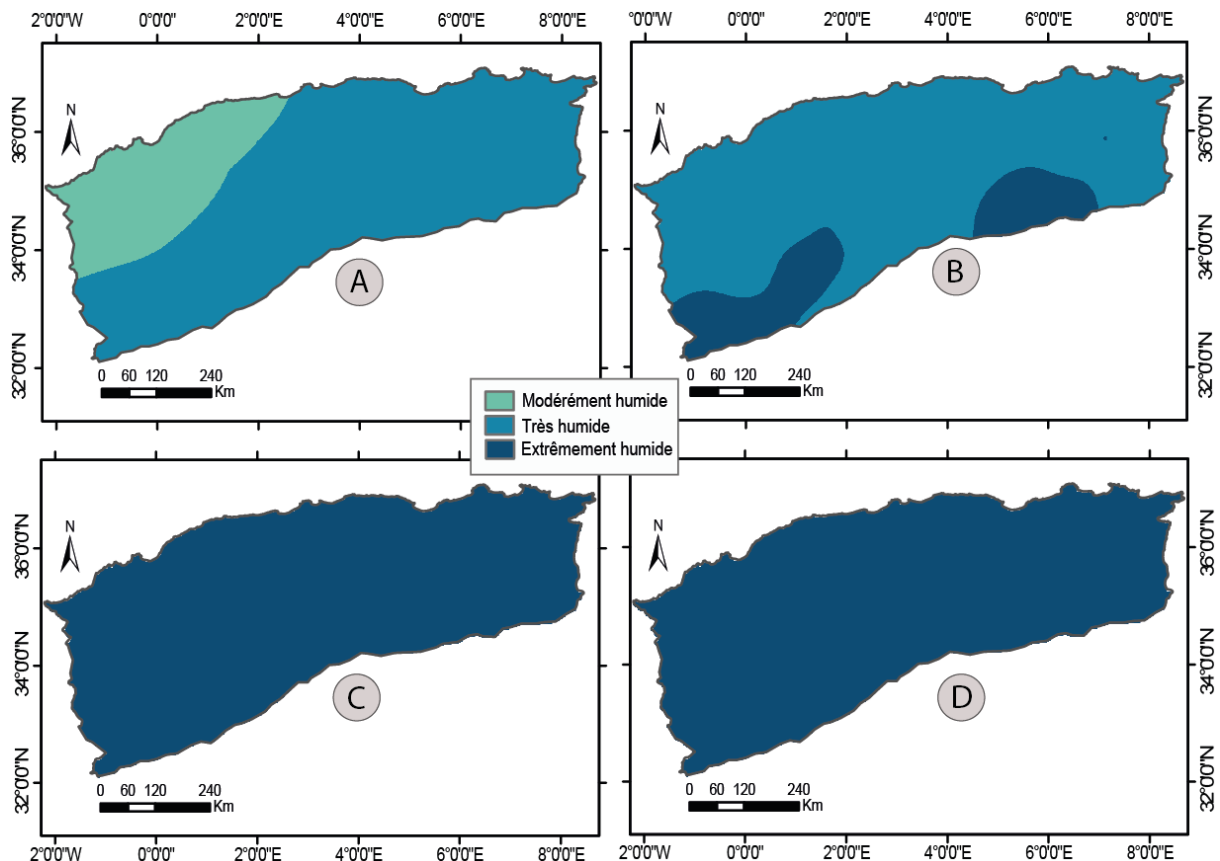


Figure V.12. Période de retour des évènements humides (EDI), modèle Pareto (dépassement de seuil) : (A) 2ans, (B) 5ans, (C) 20ans, (D) 100ans

### 3.2. Modélisation des périodes Sèches

#### 3.2.1. Estimation des paramètres des modèles

L'ajustement des séries EDI-minima et SPI-minima à la loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV) permet d'estimer les paramètres de forme ( $\gamma$ ), d'échelle ( $\sigma$ ) et de position ( $\mu$ ), tout en illustrant leur répartition spatiale (**Fig. V.13**). Les valeurs du paramètre de forme pour les EDI-minima varient entre  $\gamma = -0.816$  et  $\gamma = 0.098$ , tandis que celles des SPI-minima s'étendent de  $\gamma = -0.519$  à  $\gamma = 0.206$ . Les paramètres d'échelle oscillent entre  $\sigma = 0.339$  et  $\sigma = 0.626$  pour les EDI-minima, et entre  $\sigma = 0.413$  et  $\sigma = 1.106$  pour les SPI-minima. Quant aux paramètres de position, ils se situent dans l'intervalle  $\mu = 0.489$  à  $\mu = 1.093$  pour les EDI-minima, et  $\mu = 0.287$  à  $\mu = 0.674$  pour les SPI-minima.

L'analyse montre que la majorité des séries EDI-minima présentent des paramètres de forme négatifs, correspondant à la loi de Weibull (type III). Une exception notable est observée à la station d'Ain Sefra ( $\gamma = 0.098$ ), où la forme positive indique une appartenance à la loi de Fréchet (type II). De même, les séries SPI-minima sont en grande partie régies par la loi de Weibull, à l'exception des stations d'Ain Oussara ( $\gamma = 0.206$ ), Cheliff ( $\gamma = 0.022$ ) et M'Sila ( $\gamma = 0.024$ ), dont les paramètres de forme positifs signalent un ajustement à la loi de Fréchet.

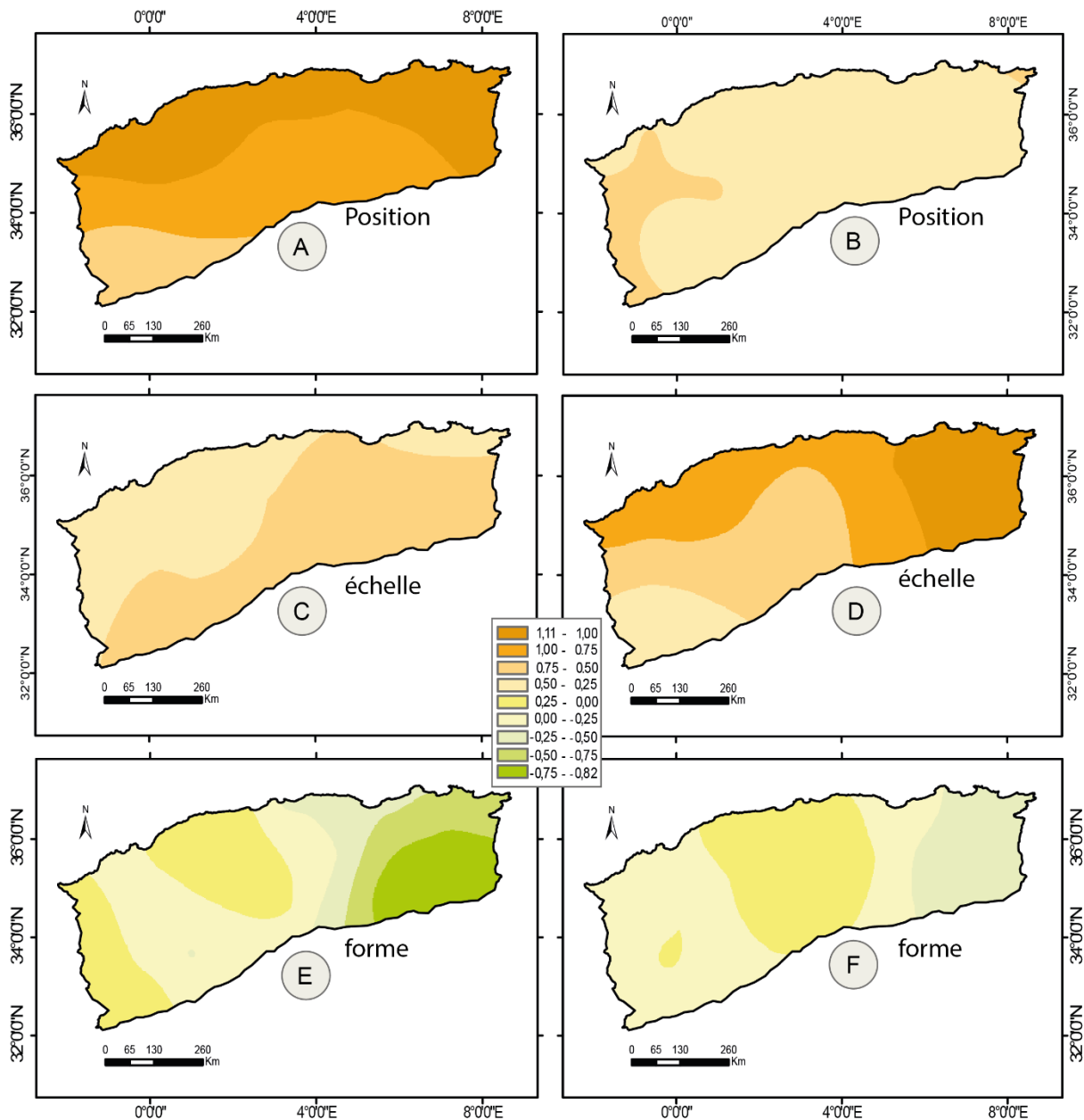


Figure V.13. Répartition spatiale des paramètres du modèle Gev (événements secs) : (A) position-EDI, (B) position-SPI, (C)échelle-EDI, (D)échelle-SPI, (E)forme-EDI, (F)forme-SPI

L'ajustement de la loi de Pareto généralisée (GPD) aux données extraites par la méthode de dépassement de seuil permet de caractériser les paramètres de forme ( $\gamma$ ) et d'échelle ( $\sigma$ ) associés à la partie négative des indices EDI et SPI (**Fig. V.14**). Dans cette approche, le seuil agit comme paramètre de position ( $\mu$ ), tandis que les paramètres  $\gamma$  et  $\sigma$  sont évalués pour leur variabilité spatiale.

Les résultats montrent que le paramètre de forme varie de  $\gamma = -0.872$  à  $\gamma = -0.056$  pour les EDI négatifs, et de  $\gamma = -0.989$  à  $\gamma = 0.264$  pour les SPI négatifs. Le paramètre d'échelle, quant à lui, se situe entre  $\sigma = 0.276$  et  $\sigma = 0.553$  pour l'EDI négatif, et entre  $\sigma = 0.404$  et  $\sigma = 2.090$  pour le SPI négatif.

L'ajustement de la loi GPD aux séries SPI négatives met en évidence plusieurs stations présentant des paramètres de forme positifs, suggérant des comportements extrêmes distincts. Il s'agit notamment des stations Ain Sefra ( $\gamma = 0.020$ ), Bou Saâda ( $\gamma = 0.103$ ), Es Senia (Oran) ( $\gamma = 0.264$ ) et Zenata ( $\gamma = 0.059$ ), ce qui témoigne de la présence potentielle d'événements extrêmes plus intenses ou moins fréquents dans ces régions.

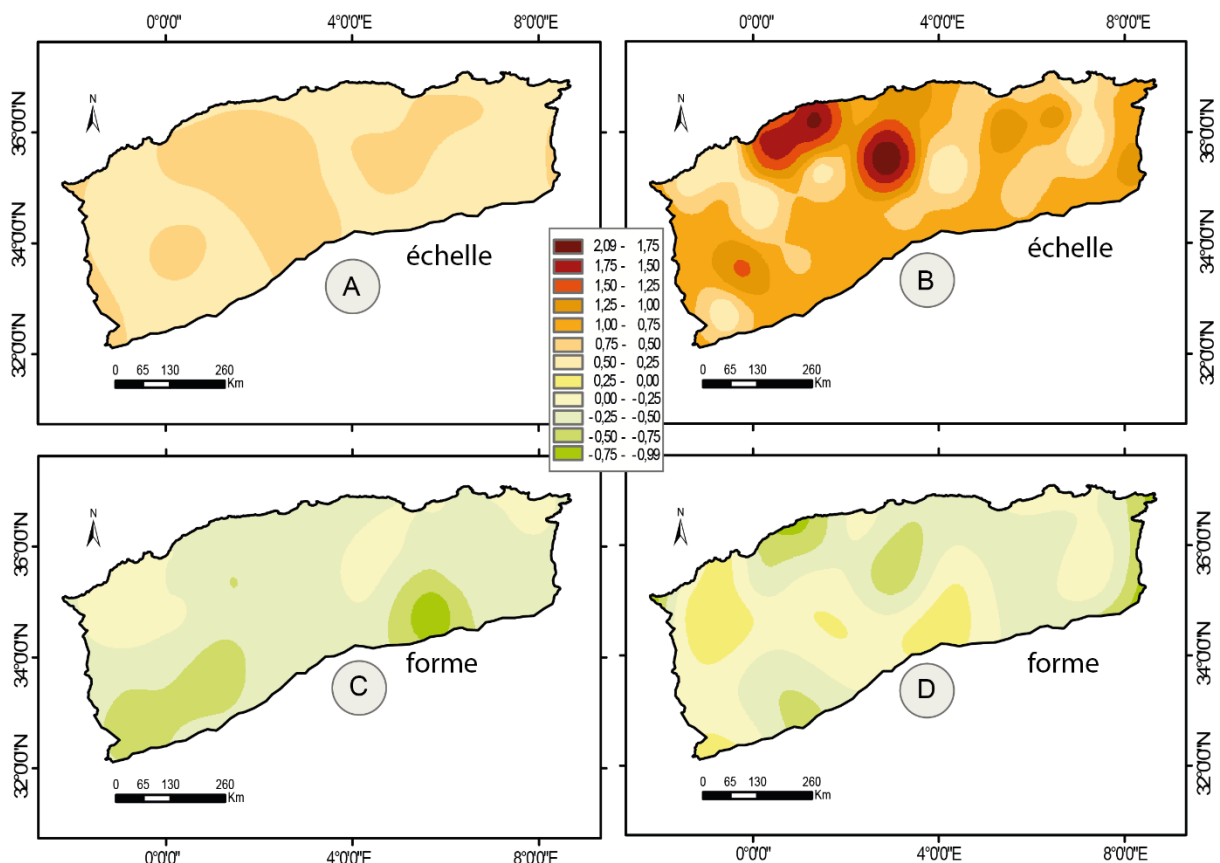


Figure V.14. Répartition spatiale des paramètres du modèle Pareto (événements secs) : (A) échelle-EDI, (B) échelle-SPI, (C) forme-EDI, (D) forme-SPI

### 3.2.2. Validation spatiale des modèles GEV et Pareto

Les résultats des tests d'adéquation indiquent que l'hypothèse nulle ( $H_0$ ) est acceptée pour l'ensemble des séries analysées, que ce soit avec le test de Kolmogorov-Smirnov ou le test du khi-deux, appliqués aux distributions ajustées par les modèles GEV et Pareto (**Fig. V.15**), et ce, pour les EDI-minima, SPI-minima, EDI-négatifs et SPI-négatifs, au seuil de signification  $\alpha = 5\%$ .

Les valeurs de significativité statistique, toutes supérieures à 0.197, confirment une bonne cohérence entre les données échantillonnées et les modèles ajustés sur l'ensemble de la région étudiée. Cette cohérence reflète la stabilité et la robustesse des deux modèles statistiques, validant ainsi leur pertinence pour l'analyse des conditions de sécheresse dans le nord de l'Algérie.

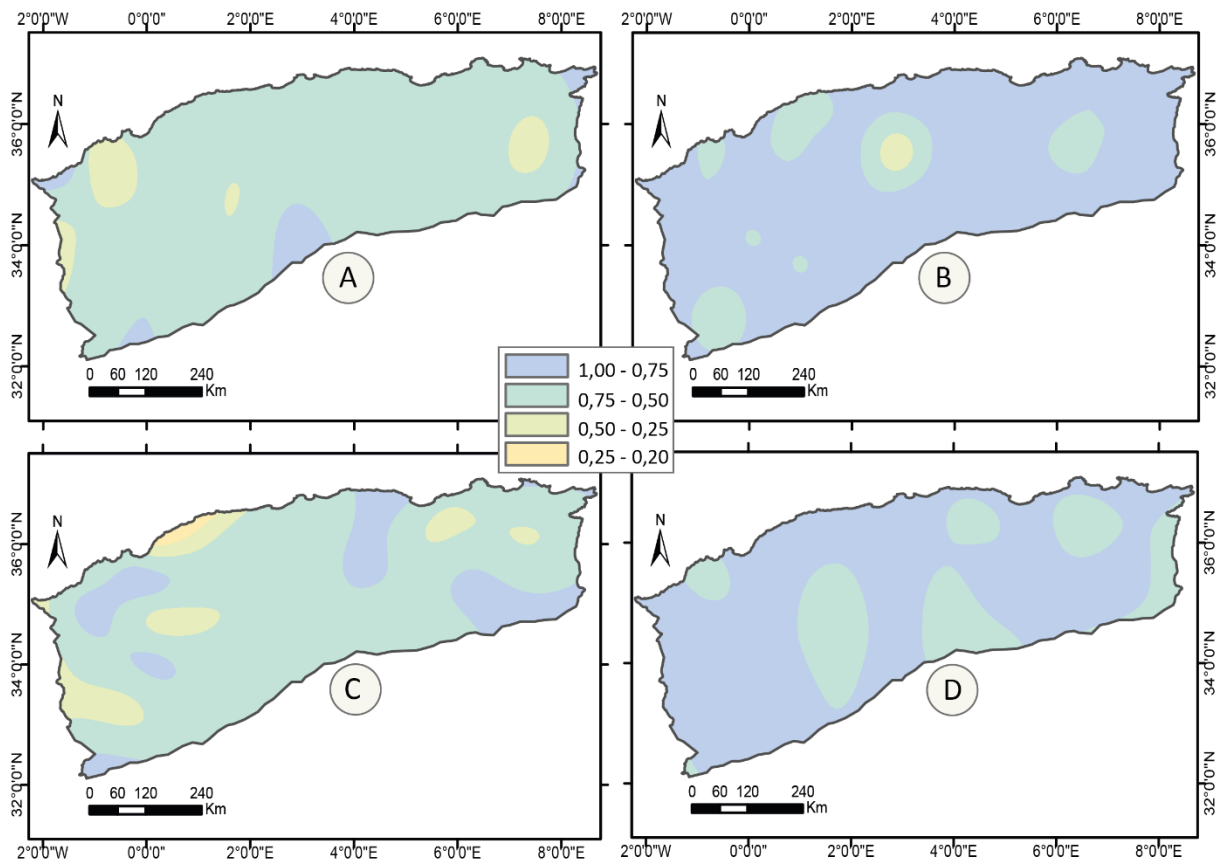


Figure V.15. Validation spatiale du modèle Gev et Pareto (événements Secs) : (A) SPI-GEV, (B) EDI-GEV, (C) SPI-Pareto, (D) EDI-Pareto

### 3.2.3. Analyse de l'incertitude et de la sensibilité du modèle

L'analyse conjointe de l'incertitude et de la sensibilité met en évidence des différences notables entre les modèles Pareto et GEV dans la modélisation des événements extrêmes secs. Le modèle

Pareto se distingue par un intervalle de confiance étroit et une superposition presque parfaite des valeurs empiriques sur la courbe théorique (**Fig. V.16**). Ce comportement indique une excellente capacité du modèle à capturer les extrêmes secs, avec un ajustement fiable jusqu'à des périodes de retour de 200 ans.

À l'inverse, le modèle GEV présente des écarts systématiques traduits par une tendance à la surestimation, perceptible dès les périodes de retour de 20 ans dans l'ensemble des unités hydrologiques analysées. Cette surestimation s'accompagne d'un élargissement progressif de l'intervalle de confiance, témoignant d'une incertitude accrue. Le modèle GEV devient ainsi de moins en moins performant au-delà de certaines périodes de retour critiques, spécifiques à chaque région : 50 ans dans l'Oranie-Chott-Chergui, 25 ans dans le Chelif-Zahrez, 30 ans dans l'Algerois-Hodna-Soummam, et 75 ans dans le Constantinois-Seybouse-Mellegue.

Au-delà de ces seuils, le modèle GEV perd en capacité à représenter fidèlement les événements extrêmes secs, ce qui limite son utilité pour la prévision à long terme dans le contexte de sécheresses sévères. Toutefois, le modèle Pareto conserve sa stabilité et sa précision jusqu'à des horizons de retour élevés, ce qui en fait un outil mieux adapté pour l'étude des extrêmes rares et critiques.

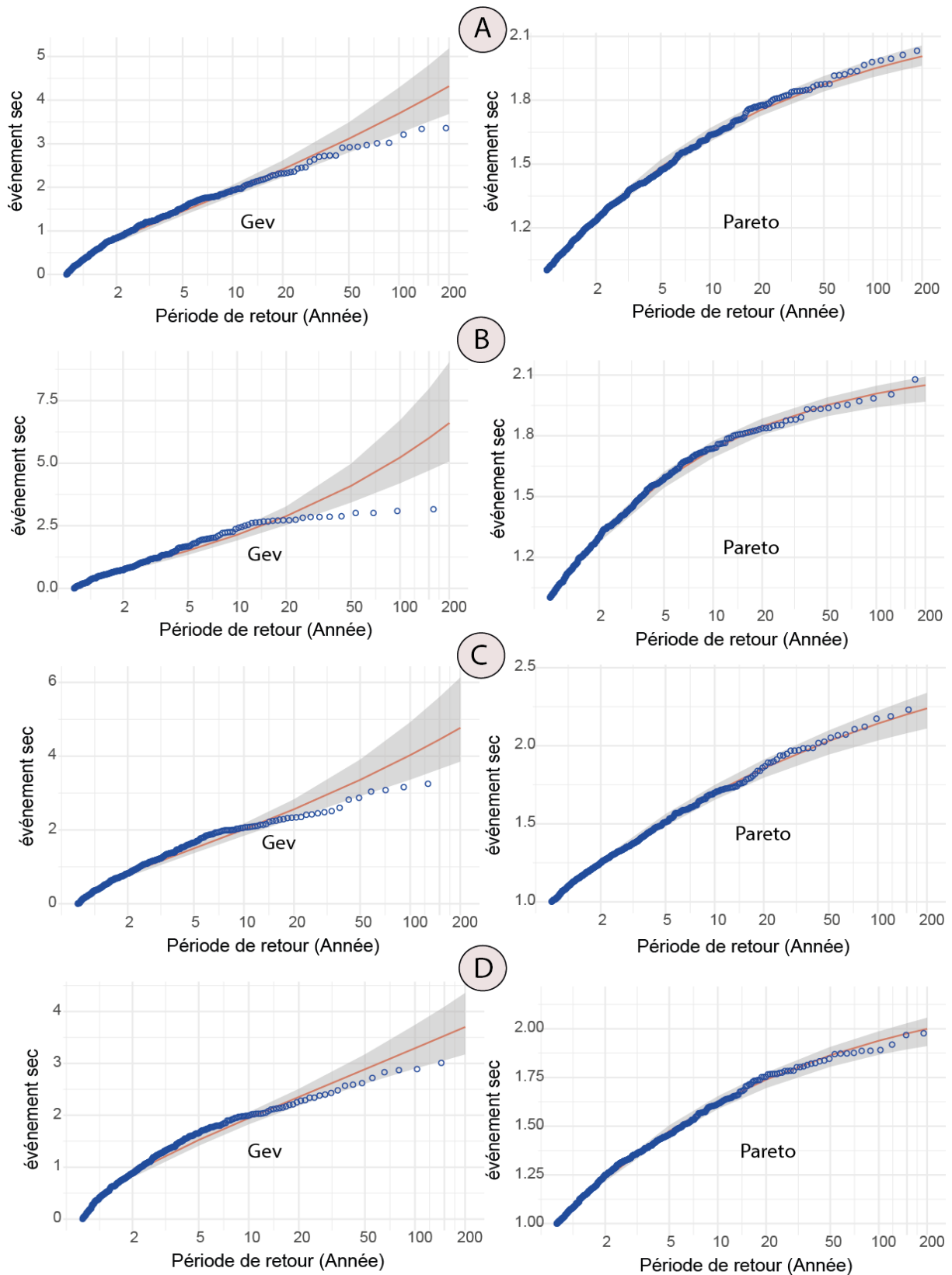


Figure V.16. Analyse de l'incertitude du modèle Gev et Pareto (événements secs) : (A) Orani-Chott-Chergui ; (B) Chelif-Zahrez ; (C) Algerois-houdna-Soummam ; (D) Constantinois-Seybouse-Mellegue

### 3.2.4. Fréquences de récurrences des conditions sèches

L'analyse des périodes de récurrence des événements de sécheresse, estimées à partir de la loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV) pour des périodes de retour de 2, 5, 20 et 100 ans, permet d'évaluer la fréquence d'apparition de ces phénomènes extrêmes. Les EDI-minima se situent dans les intervalles suivants : (-1.22 ; -0.68) pour une période de retour de 2 ans, (-1.66 ; -1.14) pour 5 ans, (-2.22 ; -1.26) pour 20 ans et (-3.41 ; -1.30) pour 100 ans (**Fig. V.17**). Les résultats montrent qu'une sécheresse modérée est associée à une période de retour de 2 ans dans la majorité des stations pluviométriques. À l'échelle de 5 ans, la sécheresse reste modérée dans la plupart des stations, à l'exception d'Arzew, Bordj Bou Arreridj, Bou Saâda, Ghriss, Jijel, Mostaganem, M'Sila, Relizane, Saida, Sétif (Ain Arnat) et Tébessa qui présentent une sécheresse sévère. Pour une période de retour de 20 ans, la sécheresse devient sévère dans l'ensemble des stations, à l'exception d'Ain Sefra, Mostaganem et M'Sila qui sont marquées par une sécheresse extrême. En ce qui concerne la période de retour centennale, environ la moitié des stations présentent une intensification vers des sécheresses extrêmes, indiquant une augmentation de la fréquence et de l'intensité de ces événements dans les régions concernées. Pour les SPI-minima, les intervalles correspondants sont : (-0.95 ; -0.62) pour 2 ans, (-1.84 ; -1.12) pour 5 ans, (-2.97 ; -1.47) pour 20 ans et (-4.43 ; -1.72) pour 100 ans. L'analyse de ces valeurs révèle que la période de retour de 2 ans correspond à des conditions pluviométriques proches de la normale, tandis que celle de 5 ans montre une tendance marquée vers la sécheresse sévère, sauf pour les stations d'Ain Oussara, Ain Sefra et Biskra où la sécheresse reste modérée. Les périodes de retour de 20 et 100 ans, sont caractérisées par des sécheresses extrêmes ( $SPI < -2$ ) dans la quasi-totalité des stations, à l'exception d'Ain Sefra qui reste exposée à une sécheresse modérée pour une période de 20 ans et à une sécheresse sévère pour une période de 100 ans, soulignant ainsi des contrastes régionaux dans la sévérité et la récurrence des événements de sécheresse.

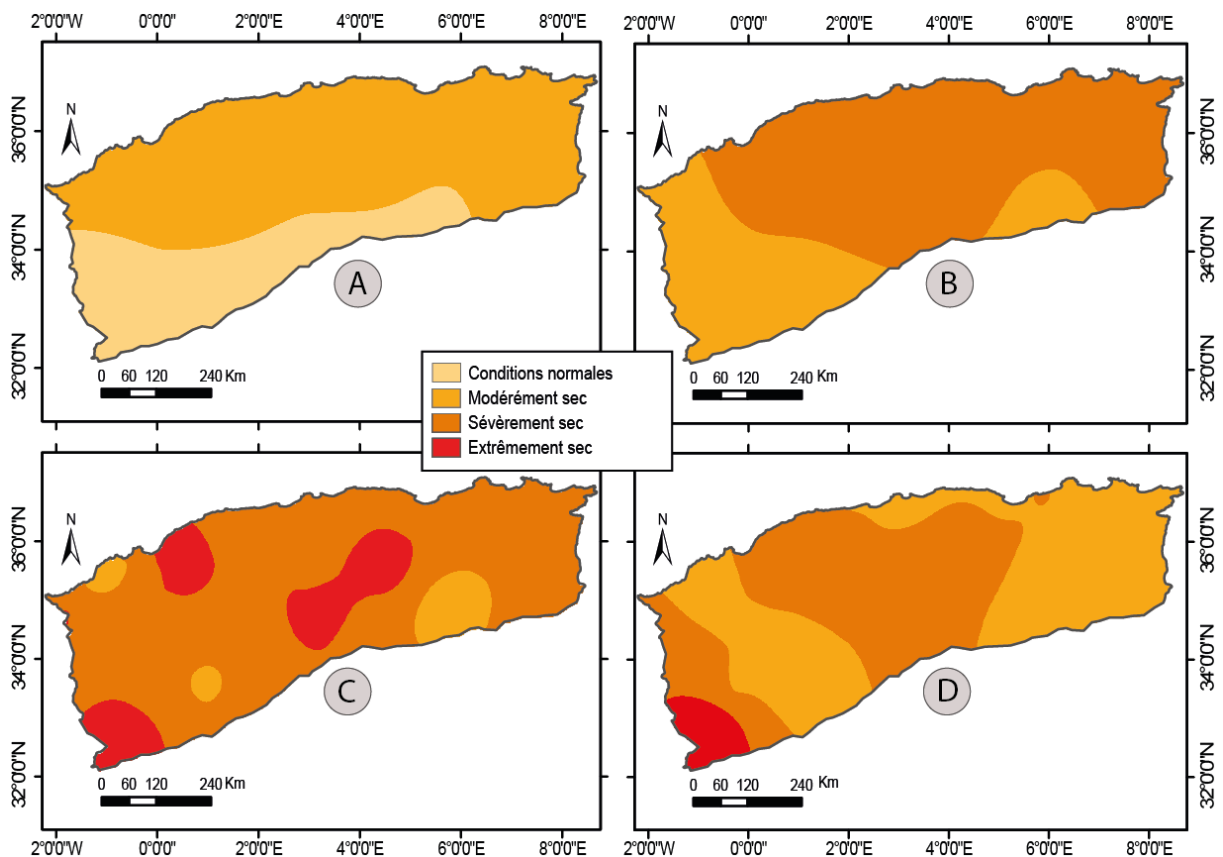


Figure V.17. Période de retour des évènements secs (EDI), modèle Gev (minima par Blocs) : (A) 2ans, (B) 5ans, (C) 20ans, (D) 100ans

L'estimation de la fréquence de l'occurrence selon la loi de Pareto montre que les EDI-négatif sont compris dans les fourchettes : (-1.35 ; -1.14), (-1.73 ; -1.24), (-2.16 ; -1.29), (-2.50 ; -1.18) pour les périodes de retour de 2 ans, 5 ans, 20 ans et 100 ans respectivement (**Fig. V. 18**). Une sécheresse modérée se produit dans la plupart des stations pour une période de retour de 2 ans. Une sécheresse sévère marque la station de Mecheria, station de Cheliff, Jijel et Tébessa, Ain Oussara, Bordj Bou Arreridj, Ghriss, Miliana, Setif (Ain Arnat), Arzew, Bou Chekif, Bou Saâda, Djelfa, El Kheiter, Maghnia, Mostaghanm, M'Sila et la station de Relizane pendant la période de retour de 5 ans. Pour la période de retour de 100 ans, une sécheresse extrême se met en évidence à la station de Maghnia, Mostaghanm, M'Sila, Setif (Ain Arnat), Bordj Bou Arreridj (**Fig. V. 18 d**).

L'analyse de la fréquence d'apparition des sécheresses à l'aide du modèle Pareto montre que les SPI-négatif se situent dans les intervalles : (-2.05 ; -1.28), (-2.68 ; -1.63), (-3.20 ; -1.98), (-4.84 ; -2.04) associés à des cycles de récurrence de 2 ans, 5 ans, 20 ans et 100 ans

respectivement. La sécheresse extrême se distingue clairement dans les périodes de retour considérées. Une sécheresse extrême marque la station d'Ain Oussara pendant le temps de l'occurrence de 2 ans. La fréquence associée à la période de retour de 5 ans montre qu'une sécheresse extrême affecte la station de Mecheria, Cheliff, Jijel, Ain Oussara, Dar El Beida, Ghriss, Miliana, Setif (Ain Arnat), Arzew, Constantine, Djelfa, El Kheiter, Mostaghanm, M'Sila et la station de Relizane, en revanche toutes les stations sont caractérisées par une sécheresse extrême pour la période 100 ans.

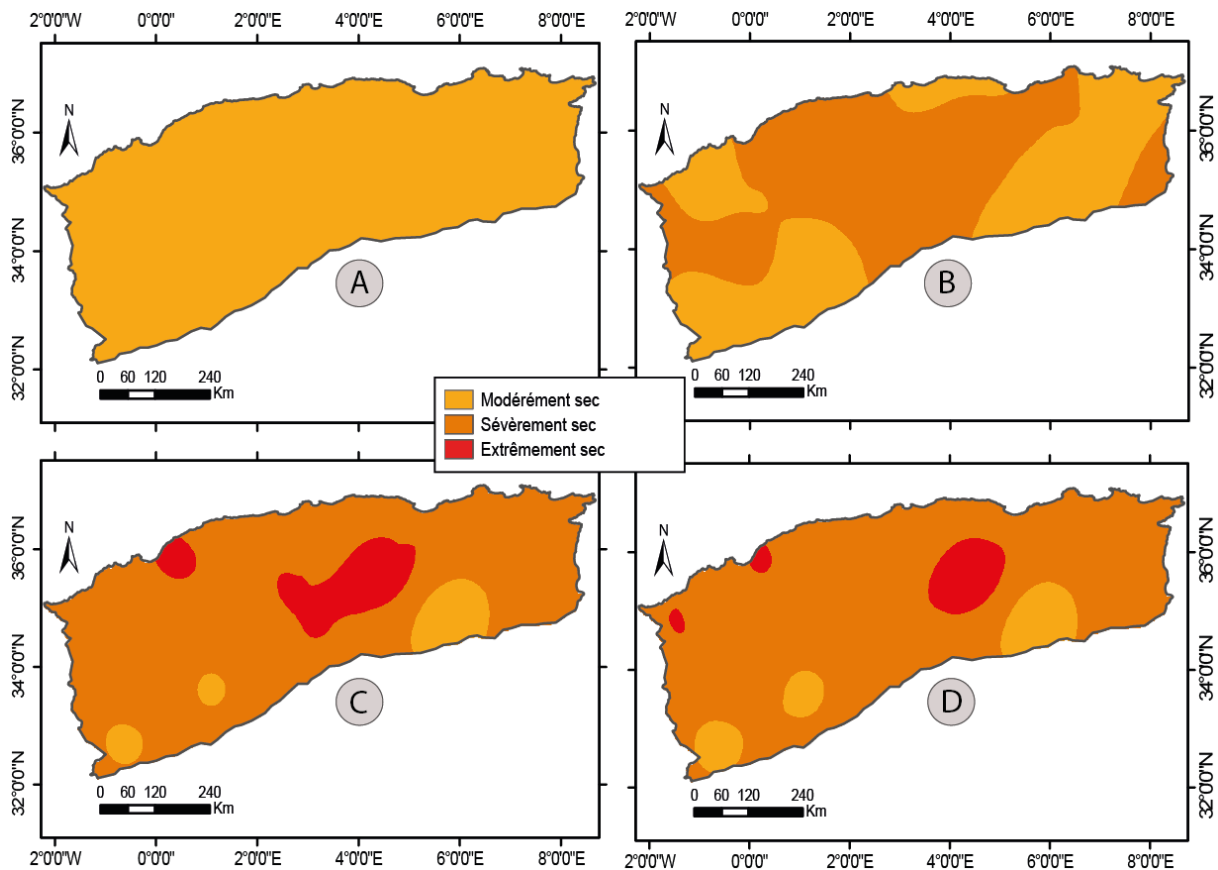


Figure V.18. Période de retour des évènements secs (EDI), modèle Pareto (dépassement de seuil) : (A) 2ans, (B) 5ans, (C) 20ans, (D) 100ans

#### IV. Circulation atmosphérique régionale et les extrêmes pluviométrique

Dans cette dernière partie de la thèse, l'analyse de la relation entre la dynamique climatique régionale et les événements pluviométriques extrêmes en Algérie a été approfondie, afin de déterminer l'existence de liens temporels significatifs couvrant les quatre grandes unités hydrologiques du pays : Oranie–Chott–Chergui, Chelif–Zahres, Algérois–Hodna–Soummam et Constantinois-Seybouse-Mellegue).

#### 4.1. Relation entre l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) et les extrêmes pluviométriques

L'étude des corrélations entre l'indice de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) et les indices d'extrêmes pluviométriques révèle des comportements contrastés selon les saisons et les régions. L'indice Rx1Day (**Fig. V.19a**), représentant la plus forte précipitation journalière, présente des corrélations positives significatives au printemps (mars à mai) et en été (juillet à septembre), avec des valeurs comprises entre 0,200 et 0,600. Un pic de corrélation particulièrement significatif est observé en septembre dans la région de Chelif–Zahres, atteignant 0,501 (valeur  $p = 0,025$ ). À l'inverse, les mois d'hiver (janvier et février) sont caractérisés par des corrélations négatives, atteignant jusqu'à -0,500, avec une valeur notable de -0,468 (valeur  $p = 0,018$ ) en février dans la région Oranie–Chott–Chergui.

L'indice Rx5Day (**Fig. V.19b**), qui mesure la somme maximale de précipitations sur cinq jours consécutifs, montre des corrélations significatives en mai et en décembre dans la région du Constantinois–Seybouse–Mellegue, avec des valeurs de 0,616 ( $p = 0,006$ ) et 0,415 ( $p = 0,031$ ), respectivement. Des corrélations positives significatives sont également observées en septembre dans la région de Chelif–Zahres (0,535 ;  $p = 0,015$ ). De manière générale, les saisons de printemps (mars à mai) et d'automne (septembre à novembre) affichent une prévalence de corrélations positives, tandis que février montre une relation inverse marquée, avec des corrélations comprises entre -0,400 et -0,500 dans toutes les unités hydrologiques.

Concernant les jours secs consécutifs (CDD) (**Fig. V.19c**), les corrélations positives dominent en hiver et au printemps (janvier à mai), avec des valeurs significatives observées en janvier (0,533 ;  $p = 0,013$ ) et en février (0,498 ;  $p = 0,011$ ) dans la région du Constantinois–Seybouse–Mellegue, ainsi qu'en mars dans les régions de Chelif–Zahres (0,465 ;  $p = 0,017$ ) et Oranie–Chott–Chergui (0,492 ;  $p = 0,011$ ). En revanche, les mois d'été et d'automne (août à octobre) présentent des corrélations négatives, notamment en septembre dans la région Oranie–Chott–Chergui, où un minimum significatif est enregistré à -0,511 ( $p = 0,021$ ).

Les jours pluvieux consécutifs (CWD) (**Fig. V.19d**) sont quant à eux majoritairement associés à des corrélations négatives durant les mois d'hiver. En février, des corrélations significatives sont relevées dans les régions du Constantinois–Seybouse–Mellegue (-0,506 ;  $p = 0,010$ ), de l'Algérois–Hodna–Soummam (-0,446 ;  $p = 0,025$ ) et de Chelif–Zahres (-0,430 ;  $p = 0,032$ ). À l'inverse, les mois d'été et d'automne montrent des corrélations positives, avec un pic en septembre dans la région de Chelif–Zahres atteignant 0,528 ( $p = 0,014$ ).

L'analyse globale montre que la phase positive de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO+) exerce une influence complexe sur les différents indices de précipitations dans le nord de l'Algérie. Une corrélation positive indique une augmentation d'un indice en lien avec NAO+, tandis qu'une corrélation négative traduit une relation inverse. Ainsi, en septembre, NAO+ est positivement corrélée à Rx1Day dans la région de Chelif–Zahres et à Rx5Day dans les régions de Chelif–Zahres et du Constantinois–Seybouse–Mellegue, ce qui suggère que la phase NAO+ intensifie les événements de fortes précipitations localisées au début de l'automne, probablement liés à des systèmes convectifs d'origine méditerranéenne. En revanche, en février, des corrélations négatives généralisées entre NAO+ et les indices Rx1Day et Rx5Day indiquent une atténuation de l'activité humide hivernale, NAO+ déviant les systèmes perturbés vers l'Europe du Nord et réduisant ainsi l'apport en humidité sur le bassin algérien.

En ce qui concerne les périodes sèches (CDD), des corrélations positives en février dans les régions de Chelif–Zahres et du Constantinois–Seybouse–Mellegue traduisent une augmentation des séquences sèches sous l'influence de NAO+, tandis qu'en septembre, une corrélation négative dans la région Oranie–Chott–Chergui indique une réduction de ces périodes, probablement en lien avec un regain d'activité orageuse. Pour les CWD, une corrélation positive est relevée en septembre dans la région de Chelif–Zahres, indiquant une extension des épisodes pluvieux, tandis qu'en février, une corrélation négative est enregistrée dans toutes les régions, ce qui reflète une diminution de la durée des épisodes humides.

Ces résultats soulignent l'impact substantiel de la variabilité atmosphérique régionale sur les régimes pluviométriques extrêmes en Algérie. En hiver, une phase NAO+ est généralement associée à une réduction des précipitations et à un allongement des périodes sèches, compromettant la recharge des ressources en eau de surface et souterraines, ce qui constitue une menace importante pour les secteurs agricole et hydrique. À l'inverse, en automne, les épisodes de précipitations intenses liés à NAO+ peuvent contribuer à l'amélioration des réserves en eau, mais augmentent également le risque d'inondations soudaines, en particulier dans les régions de Chelif–Zahres et du Constantinois–Seybouse–Mellegue.

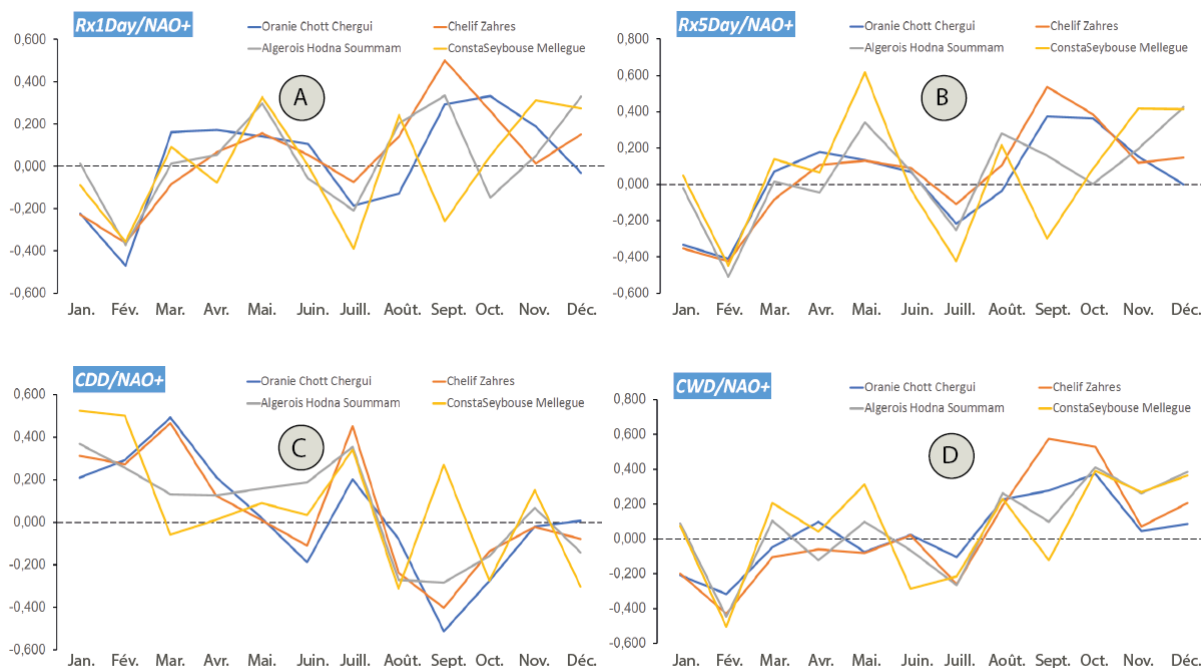


Figure V.19. Relation temporelle entre NAO+ et les indices extrêmes en Algérie : (A) Rx1day-NAO+, (B) Rx5day-NAO+, (C) CDD-NAO+, (D) CWD-NAO+

La figure V.20 illustre les corrélations entre la phase négative de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO-) et les différents indices de précipitations extrêmes dans les quatre grandes régions hydrologiques du nord de l'Algérie.

L'indice des précipitations maximales sur un jour (**Rx1Day**) (**Fig. V.20a**) révèle une forte corrélation négative significative en février dans la région de Chelif-Zahres, atteignant -0,743 (valeur  $p = 0,001$ ), ainsi qu'en juillet à -0,502 (valeur  $p = 0,021$ ), ce qui suggère une influence importante de NAO- sur la réduction des épisodes de précipitations extrêmes durant ces mois.

L'indice des précipitations maximales sur cinq jours (**Rx5Day**) (**Fig. V.20b**) présente également une corrélation négative significative avec NAO- en février, atteignant -0,765 (valeur  $p = 0,001$ ) dans la région de Chelif-Zahres, et -0,590 (valeur  $p = 0,016$ ) dans la région Oranie-Chott-Chergui. Ces valeurs traduisent une réduction des événements pluvieux prolongés pendant la saison hivernale lorsque NAO- est en phase intense.

En ce qui concerne le nombre de **jours secs consécutifs (CDD)** (**Fig. V.20c**), des corrélations positives significatives ont été observées au mois de février dans toutes les régions analysées : 0,644 (valeur  $p = 0,007$ ) dans l'Oranie-Chott-Chergui, 0,593 (valeur  $p = 0,015$ ) dans le Chelif-Zahres et 0,768 (valeur  $p = 0,001$ ) dans la région Algérois-Hodna-Soummam. Cela indique

que la phase NAO– est associée à une augmentation du nombre de jours secs successifs en hiver.

Inversement, l'indice des **jours humides consécutifs (CWD)** (Fig. V.20d) montre des corrélations négatives marquées durant le mois de février : -0,690 (valeur  $p = 0,003$ ) dans l'Oranie–Chott–Chergui et -0,565 (valeur  $p = 0,023$ ) dans le Chelif–Zahres. En juillet, une corrélation négative significative est également observée dans la région Algérois–Hodna–Soummam (-0,643 ;  $p = 0,002$ ), suggérant une réduction des épisodes pluvieux prolongés en été sous l'effet d'une NAO négative.

L'ensemble des résultats met en évidence plusieurs mécanismes climatiques importants :

- **La corrélation négative entre NAO– et Rx1Day**, en février et en juillet dans la région de Chelif–Zahres, indique qu'une intensification de la phase NAO– est associée à une diminution des épisodes de fortes précipitations journalières. Cette baisse du potentiel pluvieux réduit certes le risque d'inondations, mais compromet en contrepartie la recharge des ressources en eau de surface.
- **La corrélation négative entre NAO– et Rx5Day**, notamment en février dans les régions d'Oranie–Chott–Chergui et de Chelif–Zahres, traduit une diminution de la durée et de l'intensité des séquences pluvieuses continues. Ce phénomène réduit la capacité de recharge des nappes phréatiques et accroît le risque de sécheresse à moyen et long terme.
- **La corrélation négative entre NAO– et CWD** en février dans les régions d'Oranie–Chott–Chergui et de Chelif–Zahres, ainsi qu'en juillet dans la région Algérois–Hodna–Soummam, révèle que les périodes de pluie continue deviennent plus rares sous l'influence d'une NAO–, ce qui entraîne une réduction notable de la recharge hydrologique.
- **À l'inverse, la corrélation positive entre NAO– et CDD**, particulièrement marquée en février dans les régions d'Oranie–Chott–Chergui, de Chelif–Zahres et d'Algérois–Hodna–Soummam, indique une augmentation des périodes de sécheresse prolongées. Cette situation engendre un stress hydrique accru, affectant aussi bien les ressources en eau de surface que les réserves souterraines.

En somme, la phase négative de la NAO joue un rôle déterminant dans la modulation des extrêmes pluviométriques en Algérie. En influençant la fréquence et l'intensité des épisodes secs et humides, elle contribue à amplifier les conditions de sécheresse hivernale, tout en limitant la recharge hydrologique essentielle pour les secteurs agricole, domestique et écologique.

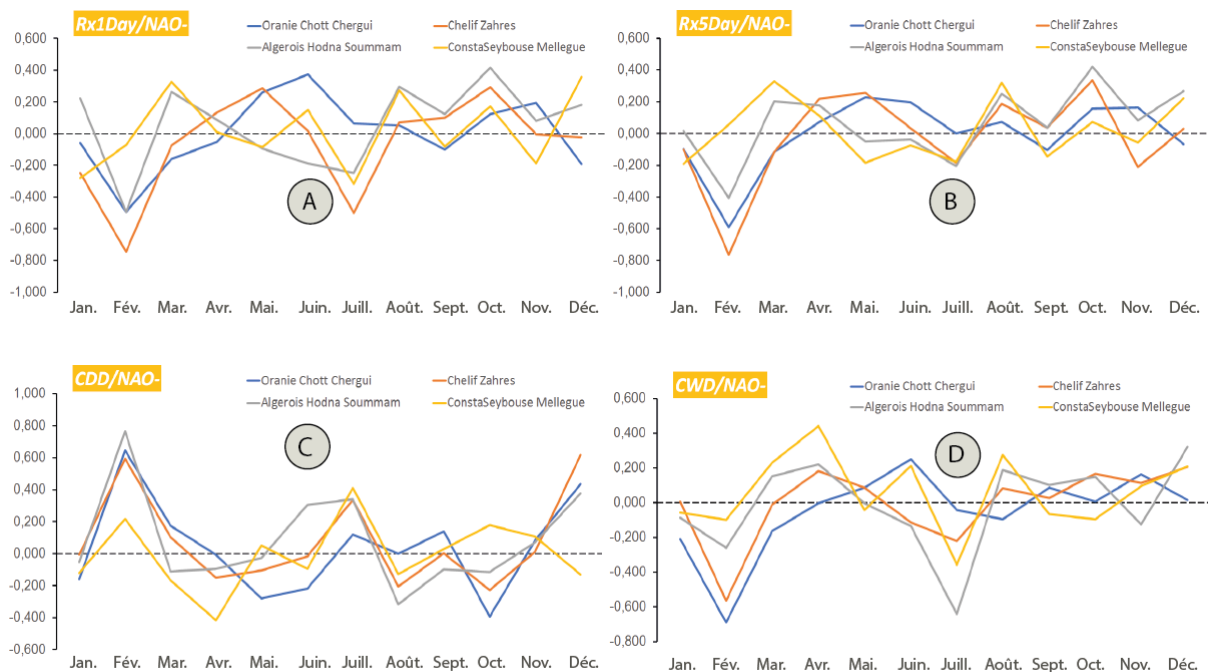


Figure V.20. Relation temporelle entre NAO- et les indices extrêmes en Algérie : (A) Rx1day-NAO-, (B) Rx5day-NAO-, (C) CDD-NAO-, (D) CWD-NAO-

#### 4.2. Effet de la phase positive de l'Oscillation Méditerranéenne (MOI<sup>+</sup>) sur les extrêmes pluviométriques

La Figure V.21 présente les corrélations entre la phase positive de l'indice d'Oscillation Méditerranéenne (MOI<sup>+</sup>) et différents indices de précipitations extrêmes dans les quatre principales régions hydrologiques du nord de l'Algérie.

L'indice des précipitations maximales sur un jour (Rx1Day) (**Fig. V.21a**) révèle une corrélation négative marquée durant la période hivernale (décembre à mars). Des corrélations négatives significatives sont observées en décembre dans la région Constantinois–Seybouse–Mellegue (-0,525 ;  $p = 0,021$ ), en janvier (-0,507 ;  $p = 0,032$ ) et en février (-0,757 ;  $p = 0,001$ ) dans la région Oranie–Chott–Chergui. Dans la région de Chelif–Zahres, les corrélations atteignent -0,779 ( $p = 0,001$ ) en janvier, -0,556 ( $p = 0,020$ ) en février, et -0,629 ( $p = 0,028$ ) en mars. Une corrélation négative significative est également enregistrée en février dans la région Algérois–

Hodna–Soummam (-0,501 ;  $p = 0,034$ ). En dehors de la saison hivernale, des corrélations négatives moins intenses mais significatives sont relevées en juin dans la région de Chelif–Zahres (-0,334 ;  $p = 0,046$ ) et en septembre dans la région Algérois–Hodna–Soummam (-0,386 ;  $p = 0,042$ ).

L'indice des précipitations maximales sur cinq jours (Rx5Day) (**Fig. V.21b**) montre également des corrélations négatives significatives durant les mois d'hiver. En décembre, une corrélation de -0,618 ( $p = 0,005$ ) est observée dans la région Constantinois–Seybouse–Mellegue ; en janvier, une valeur de -0,672 ( $p = 0,002$ ) est enregistrée dans la région de Chelif–Zahres ; et en février, une corrélation de -0,711 ( $p = 0,001$ ) apparaît dans la région Oranie–Chott–Chergui. La région de Chelif–Zahres présente également une corrélation négative significative au mois de septembre (-0,385 ;  $p = 0,043$ ), traduisant une influence persistante du MOI<sup>+</sup> sur les extrêmes pluviométriques même en fin d'été.

Concernant le nombre de jours secs consécutifs (CDD) (**Fig. V.21c**), des corrélations positives significatives sont identifiées durant les mois d'hiver, notamment en janvier (0,530 ;  $p = 0,024$ ) et en février (0,713 ;  $p = 0,001$ ) dans la région de Chelif–Zahres. En février, des corrélations similaires sont observées dans les régions Oranie–Chott–Chergui (0,709 ;  $p = 0,001$ ) et Algérois–Hodna–Soummam (0,718 ;  $p = 0,001$ ), indiquant une intensification des épisodes secs consécutifs sous l'effet d'un MOI<sup>+</sup> marqué.

L'analyse du nombre de jours humides consécutifs (CWD) (**Fig. V.21d**) révèle une corrélation négative significative durant l'hiver. En janvier, la région de Chelif–Zahres affiche une forte corrélation négative (-0,727 ;  $p = 0,001$ ), tandis qu'en février, la région Oranie–Chott–Chergui montre une corrélation de -0,566 ( $p = 0,018$ ). Par ailleurs, des corrélations négatives significatives sont relevées pendant les mois d'été : en août dans la région de Chelif–Zahres (-0,314 ;  $p = 0,046$ ) et en septembre dans la région Oranie–Chott–Chergui (-0,435 ;  $p = 0,021$ ), soulignant une diminution de la persistance des périodes pluvieuses également en dehors de la saison froide.

Ces résultats mettent en lumière plusieurs effets significatifs associés à la phase positive de l'Oscillation Méditerranéenne :

- **La corrélation négative entre MOI<sup>+</sup> et Rx1Day et Rx5Day** pendant les mois d'hiver dans toutes les régions étudiées indique que des valeurs élevées du MOI<sup>+</sup> coïncident avec une réduction de l'intensité des précipitations journalières et prolongées. Cela

suggère une influence défavorable sur la recharge hydrologique durant les périodes où l'apport en eau est normalement crucial.

- **La corrélation positive entre MOI<sup>+</sup> et CDD** en janvier et février dans les régions de Chelif–Zahres, Oranie–Chott–Chergui et Algérois–Hodna–Soummam révèle une tendance à l'augmentation des périodes sèches continues, contribuant à aggraver la sécheresse hivernale et à compromettre les ressources en eau.
- **La corrélation négative entre MOI<sup>+</sup> et CWD**, notamment en hiver et également en fin d'été, indique une réduction significative des séquences de jours humides. Cela signifie une moindre régularité des apports pluvieux, affectant à la fois les nappes phréatiques et les cultures pluviales.

Ainsi, la phase positive de l'indice MOI exerce une influence nettement défavorable sur les extrêmes pluviométriques en Algérie nordique, en limitant les précipitations intenses et continues, tout en augmentant la fréquence et la durée des épisodes secs.

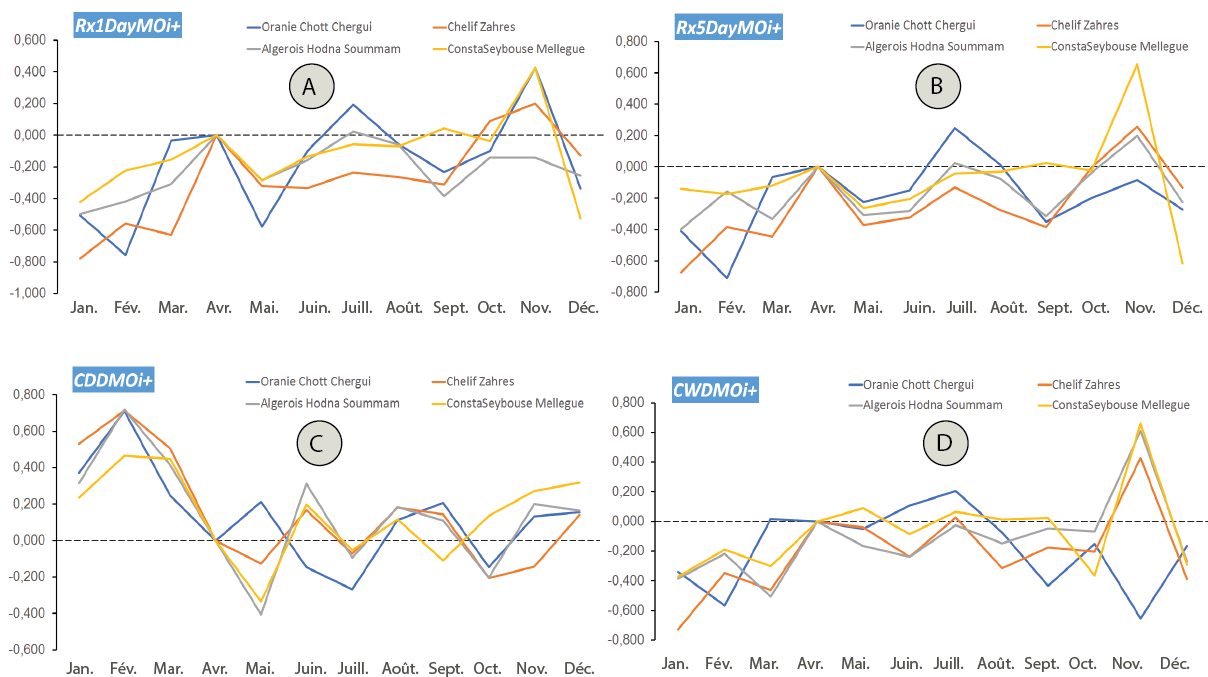


Figure V.21. Relation temporelle entre MOi<sup>+</sup> et les indices extrêmes en Algérie : (A) Rx1day-MOI<sup>+</sup>, (B) Rx5day-MOI<sup>+</sup>, (C) CDD-MOI<sup>+</sup>, (D) CWD-MOI<sup>+</sup>

### 4.3. Effet de la phase négative de l'Oscillation Méditerranéenne (MOI<sup>-</sup>) sur les extrêmes pluviométriques

La figure V.22 illustre la relation entre la phase négative de l'indice d'Oscillation Méditerranéenne (MOI<sup>-</sup>) et divers indices de précipitations extrêmes dans les principales régions hydrologiques du nord de l'Algérie.

L'analyse des précipitations maximales mensuelles sur un jour (Rx1Day) (**Fig. V.22a**) révèle des corrélations négatives significatives au mois d'avril dans les régions de Chlef–Zahres (-0,335 ; p = 0,034) et Algérois–Hodna–Soummam (-0,315 ; p = 0,048), ainsi qu'en octobre dans la région Oranie–Chott–Chergui (-0,406 ; p = 0,036). De même, l'indice des précipitations maximales sur cinq jours (Rx5Day) (**Fig. V.22b**) présente des corrélations négatives significatives dans les régions de Chlef–Zahres (-0,321 ; p = 0,043) au mois d'avril et Oranie–Chott–Chergui (-0,422 ; p = 0,028) en octobre. Ces résultats suggèrent que, durant la phase MOI<sup>-</sup>, certaines régions sont sujettes à une diminution de l'intensité des épisodes pluvieux ponctuels ou prolongés, notamment au printemps et à l'automne.

Concernant le nombre de jours secs consécutifs (CDD) (**Fig. V.22c**), l'influence du MOI<sup>-</sup> est particulièrement marquée par des corrélations positives significatives. En janvier, les régions Oranie–Chott–Chergui (0,503 ; p = 0,014), Chlef–Zahres (0,700 ; p = 0,001) et Algérois–Hodna–Soummam (0,618 ; p = 0,002) présentent des valeurs élevées, traduisant une intensification des périodes sèches. En mars, des corrélations similaires sont observées dans les mêmes régions, respectivement à 0,598 (p = 0,001), 0,477 (p = 0,009) et 0,408 (p = 0,028). En octobre, la région de Chlef–Zahres affiche une corrélation de 0,463 (p = 0,015), tandis qu'en novembre, les trois régions présentent également des valeurs significatives : Oranie–Chott–Chergui (0,495 ; p = 0,002), Chlef–Zahres (0,526 ; p = 0,001) et Algérois–Hodna–Soummam (0,439 ; p = 0,008). Ces résultats montrent une nette tendance à l'allongement des séquences de jours sans pluie en présence d'un MOI négatif.

En ce qui concerne le nombre de jours humides consécutifs (CWD) (**Fig. V.22d**), l'analyse révèle des corrélations négatives significatives durant plusieurs mois. En janvier, une corrélation de -0,530 (p = 0,009) est observée dans la région Oranie–Chott–Chergui. En avril, la région de Chlef–Zahres présente une valeur de -0,364 (p = 0,021). En octobre, les régions Oranie–Chott–Chergui (-0,469 ; p = 0,014) et Chlef–Zahres (-0,390 ; p = 0,045) montrent également des diminutions marquées du nombre de jours pluvieux successifs. En novembre, la

région Oranie–Chott–Chergui affiche une corrélation de -0,403 ( $p = 0,016$ ). Seule la région Constantinois–Seybouse–Mellegue présente une exception à cette tendance, avec une corrélation positive significative en novembre (0,386 ;  $p = 0,022$ ), indiquant une persistance des jours humides dans cette région pendant la phase  $MOI^-$ .

Ces résultats traduisent plusieurs implications hydrologiques majeures :

- Les corrélations négatives entre  $MOI^-$  et les indices  $Rx1Day$  et  $Rx5Day$ , bien qu'observées principalement au printemps et à l'automne, indiquent une réduction de l'intensité des événements pluvieux extrêmes, affectant potentiellement la recharge des ressources en eau en dehors de la saison humide principale.
- L'augmentation significative des périodes sèches consécutives (CDD), notamment en hiver (janvier), au printemps (mars) et à l'automne (octobre–novembre), dans les régions de l'ouest et du centre du pays, reflète un risque accru de déficit hydrique prolongé associé à la phase  $MOI^-$ .
- La diminution du nombre de jours humides consécutifs (CWD) durant ces mêmes périodes corrobore l'observation précédente et met en évidence une moindre persistance des pluies, défavorable à la recharge durable des aquifères.
- L'exception du Constantinois–Seybouse–Mellegue en novembre, avec une augmentation du CWD, suggère une réponse régionale différenciée à la phase  $MOI^-$ , probablement influencée par des facteurs locaux ou des interactions spécifiques entre les circulations atmosphériques régionales.

En somme, la phase négative de l'oscillation méditerranéenne est globalement associée à un affaiblissement de l'intensité et de la continuité des précipitations, conjugué à une intensification des périodes sèches, en particulier dans les régions ouest et centre du pays. Ces tendances soulignent la nécessité d'une gestion adaptative des ressources hydriques prenant en compte la variabilité interannuelle induite par les modes de circulation atmosphérique.

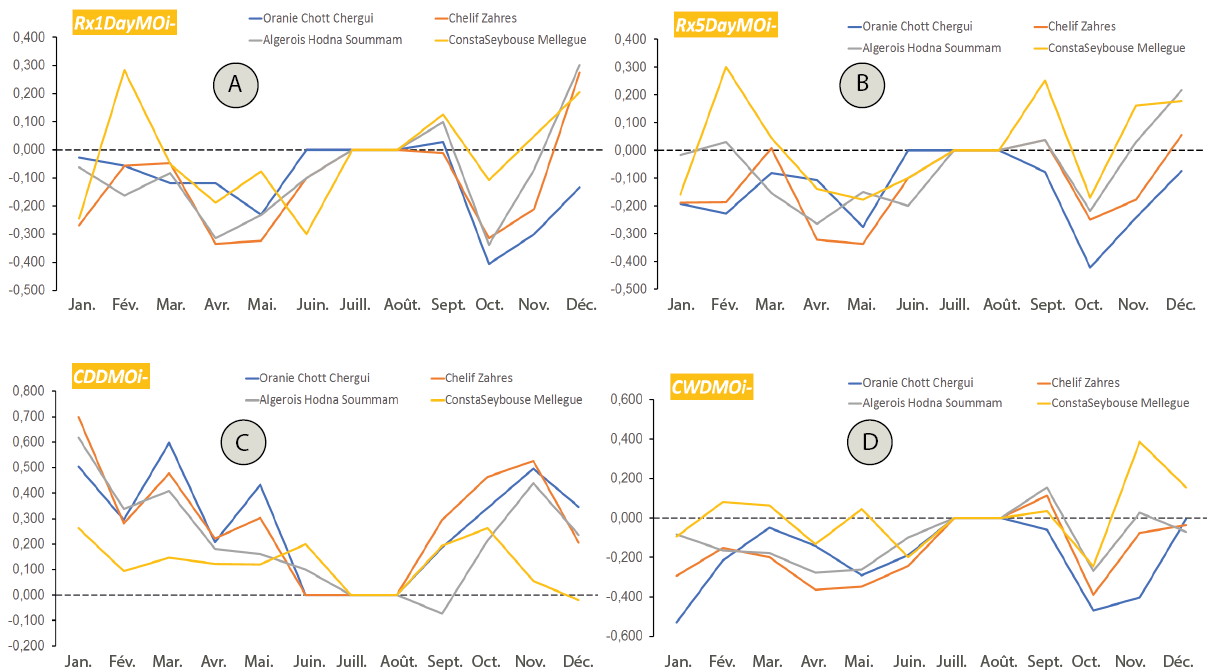


Figure V.22. Relation temporelle entre MOi- et les indices extrêmes en Algérie : (A) Rx1day-MOi-, (B) Rx5day-MOi-, (C) CDD-MOi-, (d) CWD-MOi-

## V. Conclusion

Ce chapitre a permis d'évaluer la variabilité et les caractéristiques des extrêmes pluviométriques en Algérie à travers une approche intégrée combinant des outils statistiques robustes (GEV et Pareto généralisée) et l'analyse des liens avec les oscillations atmosphériques régionales (NAO et MOI).

Deux méthodes ont été mobilisées pour caractériser les extrêmes humides et secs : (1) l'approche des blocs avec la **loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV)**, appliquée aux maxima et minima annuels, et (2) l'approche par dépassement de seuil, modélisée par la **loi Pareto généralisée (GPD)**. L'analyse des paramètres de forme montre une prédominance des valeurs négatives, indiquant que la majorité des distributions étudiées convergent vers une **loi de Weibull (type III)** pour la GEV et une **loi Beta** pour la Pareto. Les tests d'ajustement (Kolmogorov-Smirnov, Anderson-Darling, et  $\chi^2$ ) ont globalement validé la pertinence des deux modèles, bien que le GEV ait montré de meilleures performances dans la modélisation des maxima/minima annuels, tandis que le modèle Pareto a mieux capté la dynamique des extrêmes au-delà de seuils critiques.

L'estimation des fréquences d'occurrence a révélé que la **sécheresse modérée**, avec une période de retour de 2 ans, est généralisée à l'ensemble de la zone d'étude. Une **sécheresse sévère**,

associée à un retour de 5 ans, affecte particulièrement la steppe orientale et la région du Hodna, alors qu'une **sécheresse extrême**, liée à une récurrence centennale, touche toutes les régions. Côté humidité extrême, des épisodes pluvieux intenses sont identifiés avec des périodes de retour allant de 5 à 100 ans, notamment dans les régions de Biskra, Mecheria, El Bayadh, Batna, Sétif, Soummam, ainsi que plusieurs localités du nord-ouest et nord-est algérien. Ces résultats confirment l'importance de l'approche probabiliste dans l'évaluation du risque hydro-climatique à différentes échelles spatiales et temporelles.

L'analyse de la relation entre les indices de précipitations extrêmes (Rx1day, Rx5day, CDD, CWD) et les **oscillations atmosphériques régionales** montre une influence significative des modes NAO et MOI, avec des effets variables selon la saison et la région. En particulier, la phase **négative de la NAO (NAO<sup>-</sup>)** est associée à des diminutions de précipitations intenses et à une augmentation des périodes sèches, notamment en hiver. À l'inverse, la phase **positive (NAO<sup>+</sup>)** peut renforcer les épisodes pluvieux, en particulier à la fin de l'été. Le **MOI<sup>+</sup>**, quant à lui, est fortement corrélé négativement avec les précipitations extrêmes en hiver, réduisant le nombre de jours pluvieux (CWD) et intensifiant les périodes sèches (CDD), tandis que le **MOI<sup>-</sup>** affecte négativement les précipitations automnales. Ces résultats indiquent que les anomalies de pression en Atlantique Nord et Méditerranée occidentale agissent comme des **modulateurs dynamiques de la variabilité extrême des précipitations** sur l'Algérie. Cette étude souligne l'importance de combiner des approches statistiques rigoureuses et l'analyse des téléconnexions climatiques pour **mieux anticiper les risques hydrologiques liés aux extrêmes pluviométriques**.

## Conclusion Général

Cette thèse a porté sur l'analyse des extrêmes pluviométriques en Algérie, dans un contexte de variabilité climatique croissante à l'échelle régionale et méditerranéenne. L'objectif principal était de mieux comprendre la fréquence, l'intensité et la répartition spatiale et temporelle des événements pluvieux extrêmes, qu'ils soient secs ou humides.

Les séries de précipitations ont été d'abord caractérisées statistiquement. Les valeurs proches de la moyenne suivent une distribution gaussienne et représentent des événements ordinaires. En revanche, les valeurs éloignées de la moyenne, plus rares, sont considérées comme extrêmes. Dans un contexte où les fortes précipitations deviennent plus fréquentes et les périodes de sécheresse plus longues, cette analyse revêt un enjeu majeur pour l'Algérie et toute la région méditerranéenne.

L'étude s'est appuyée sur une méthodologie rigoureuse combinant l'analyse de données d'observation (stations météorologiques) et satellitaires (CHIRPS) (**Fig. 97**), en veillant à l'homogénéisation des séries et à la correction des biais par des méthodes géostatistiques. L'homogénéisation a permis d'identifier et de corriger des ruptures dans certaines stations, tandis que la méthode des coefficients multiplicatifs a permis une bonne calibration des données satellitaires avec un coefficient de corrélation atteignant 0,81.

## Conclusion Générale

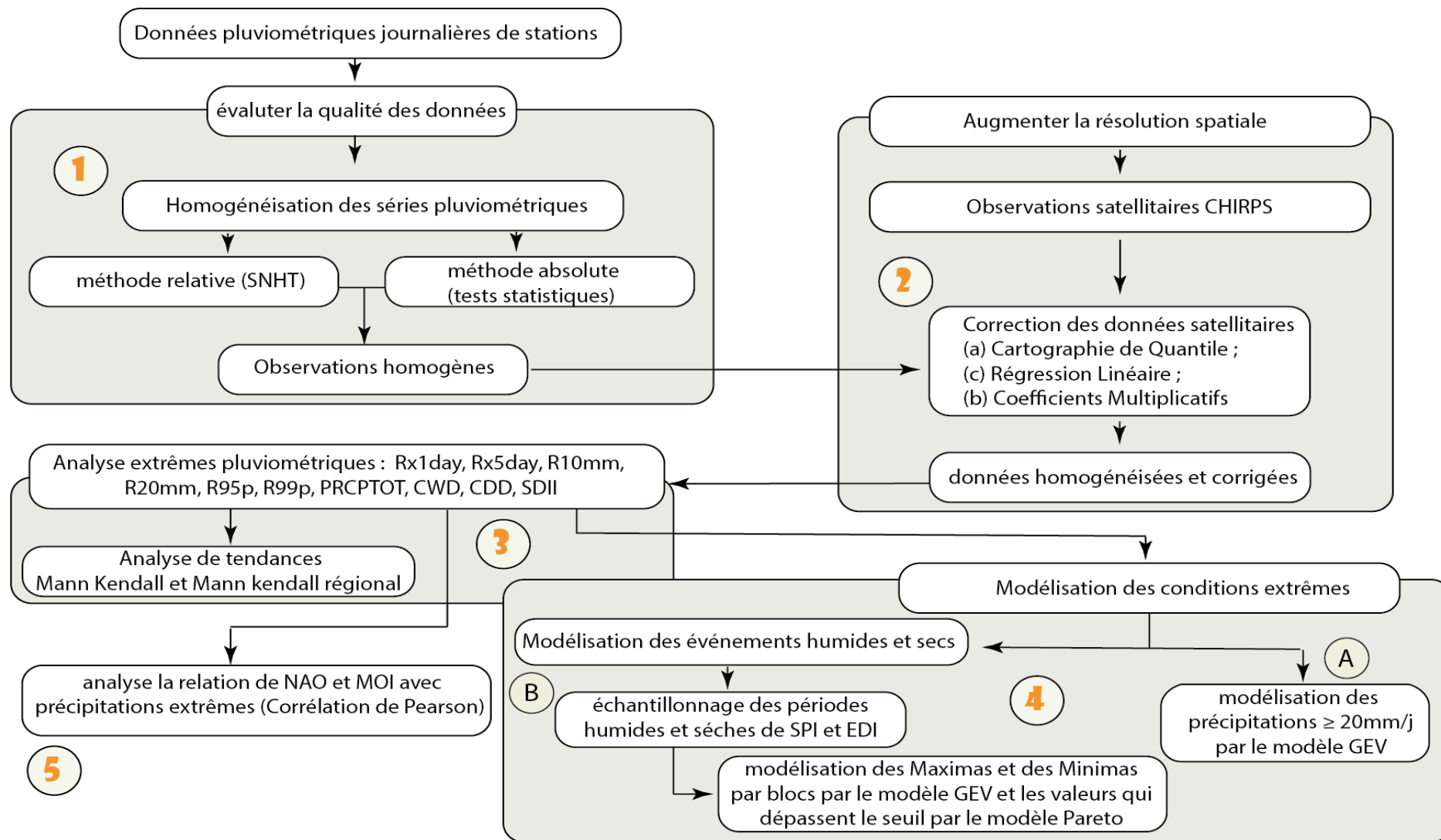


Figure 97. Schéma montre la méthodologie adoptée

## Conclusion Générale

---

L'analyse des tendances, réalisée à l'aide des tests de Mann-Kendall simples et régionaux, a révélé des évolutions significatives dans plusieurs indices extrêmes, notamment ceux liés à l'intensité (Rx1day, Rx5day), à la fréquence des pluies fortes (R10mm, R20mm), et à la récurrence des événements rares (R95p, R99p). Ces résultats témoignent d'une intensification progressive des événements extrêmes dans plusieurs régions, notamment dans le Nord-Est et le Centre du pays.

La modélisation des précipitations extrêmes a été menée à l'aide de deux approches complémentaires : la méthode des blocs via la loi généralisée des valeurs extrêmes (GEV), et la méthode des dépassements de seuil avec la loi de Pareto généralisée (GPD). Les résultats montrent que ces deux modèles s'adaptent bien aux indices SPI et EDI, permettant d'estimer avec précision la hauteur de précipitation associés à différentes périodes de retour (5, 20, 50, 100 ans). Le modèle GEV a révélé une dominance de la distribution de Fréchet, signalant un risque élevé de précipitations extrêmes, notamment dans les régions du Centre-Est comme Jijel, Skikda, Soummam, Miliana et Dar El Beida.

Concernant les événements secs, les résultats indiquent qu'une sécheresse modérée, avec une période de retour de 2 ans, est très fréquente sur l'ensemble du territoire. Des sécheresses plus sévères apparaissent dans des zones spécifiques comme la steppe orientale et le Hodna, tandis que les sécheresses extrêmes, associées à une période de retour de 100 ans, couvrent largement la zone d'étude. De même, les événements très pluvieux associés à une récurrence centennale ont été identifiés dans plusieurs régions du nord du pays.

Enfin, l'analyse des liens entre les extrêmes pluviométriques et la circulation atmosphérique a mis en évidence une forte influence des modes de variabilités régionales, notamment l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) et l'Oscillation Méditerranéenne (MOi). La phase positive de la NAO en septembre augmente l'intensité des pluies, tandis que sa phase négative en hiver contribue à des périodes plus sèches. Le MOi, notamment en hiver, est corrélé négativement avec les indices de précipitations humides (Rx1day, Rx5day, CWD) et positivement avec l'indice de sécheresse (CDD), ce qui renforce son rôle dans le déclenchement des épisodes secs.

En conclusion, cette étude met en évidence la complexité et la dynamique des extrêmes pluviométriques en Algérie, et souligne la nécessité d'intégrer les analyses statistiques avancées

et les facteurs climatiques régionaux pour mieux anticiper les risques liés au changement climatique. Les résultats obtenus peuvent contribuer à améliorer la gestion des ressources en eau, la planification territoriale et les politiques d'adaptation dans un contexte de pression climatique accrue.

### **Perspectives de recherche**

#### **1. Extension à d'autres indices climatiques régionaux ou globaux.**

L'analyse peut être approfondie en intégrant d'autres modes de variabilité climatique, tels que l'ENSO (El Niño Southern Oscillation), le SAM (Southern Annular Mode) ou encore le dipôle de l'Atlantique (Atlantic Multidecadal Oscillation), pour mieux cerner leur influence sur les précipitations extrêmes en Algérie.

#### **2. Modélisation multi-échelles et approche spatio-temporelle**

L'intégration de modèles statistiques spatio-temporels (ex. : modèles hiérarchiques bayésiens, krigeage spatio-temporel) permettrait d'améliorer la représentation des extrêmes à différentes échelles spatiales (bassin versant, région, pays) et temporelles (mensuelle, saisonnière, annuelle).

#### **3. Couplage avec des modèles climatiques régionaux (RCM)**

Il serait pertinent d'associer vos résultats aux simulations issues de modèles climatiques régionaux (ex. : CORDEX-Africa) afin de projeter l'évolution future des extrêmes pluviométriques sous différents scénarios RCP/SSP.

#### **4. Analyse de l'impact sur les ressources hydriques et l'agriculture**

Une extension vers l'évaluation de l'impact des extrêmes (sécheresse, inondations) sur les ressources en eau souterraine, les barrages, et les cultures pluviales permettrait de traduire les résultats en implications concrètes pour la gestion du territoire et la sécurité alimentaire.

#### **5. Développement d'outils d'alerte précoce basés sur les extrêmes**

L'intégration des indices SPI et EDI avec des seuils d'alerte et des données en temps quasi réel (ex. : satellites ou capteurs automatiques) pourrait conduire à des outils opérationnels d'alerte et de gestion des risques hydrométéorologiques.

### **6. Utilisation de l'intelligence artificielle pour la prédiction des extrêmes**

Des techniques d'apprentissage automatique (machine learning), comme les réseaux de neurones ou les forêts aléatoires, pourraient être testées pour prédire la survenue d'événements extrêmes à partir de séries temporelles climatiques et des indices de téléconnexion.

### **7. Analyse comparative avec d'autres régions méditerranéennes**

Une comparaison des dynamiques observées en Algérie avec celles d'autres pays du pourtour méditerranéen (Maroc, Tunisie, Espagne, Italie, Grèce) pourrait enrichir les connaissances sur les réponses régionales face aux changements climatiques et renforcer la coopération scientifique méditerranéenne.

### **8. Renforcement des bases de données historiques et futures**

Une amélioration des séries historiques (numérisation d'archives pluviométriques anciennes, densification du réseau d'observation) et l'intégration de prévisions climatiques permettraient d'enrichir les études futures sur les extrêmes.

## Références bibliographiques

- Achite, M., & Caloiero, T. (2021). Analysis of temporal and spatial rainfall variability over the Wadi Sly basin. Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, Vol. 14, 11p.
- Adda, M. S., Yebdri, D., Baghdadi, D., & Meshram, S. G. (2024). Artificial neural network for modelling the sediments accumulation in Es-Saada reservoir (North-Western Algeria). *International Journal of Hydrology Science and Technology*, Vol. 17, pp.1-16.
- Adeyeri, O. E., Laux, P., Ishola, K. A., Zhou, W., Balogun, I. A., Adeyewa, Z. D., & Kunstmann, H. (2022). Homogenising meteorological variables, Impact on trends and associated climate indices. *Journal of Hydrology*, Vol. 607, 50p.
- AghaKouchak, A., Cheng, L., Mazdiyasi, O., & Farahmand, A. (2014). Global warming and changes in risk of concurrent climate extremes, Insights from the 2014 California drought. *Geophysical Research Letters*, Vol. 41, pp.8847-8852.
- Aguilar, E., Auer, I., Brunet, M., Peterson, T. C., & Wieringa, J. (2003). Guidance on metadata and homogenization. (Wmo Td, 1186), pp.1-53.
- Alexander, L. V., Fowler, H. J., Bador, M., Behrangi, A., Donat, M. G., Dunn, R., & Venugopal, V. (2019). On the use of indices to study extreme precipitation on sub-daily and daily timescales. *Environmental Research Letters*, Vol. 14, 12p.
- Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., & Vazquez-Aguirre, J. L. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, Vol. 111, 22pp.
- Alexandersson, H. (1986). A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of climatology*, Vol. 6, pp.661-675.
- Alexandersson, H., & Moberg, A. (1997). Homogenization of Swedish temperature data. Part I, Homogeneity test for linear trends. *International Journal of Climatology, A Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 17, pp.25-34.
- Ali, H., Mishra, V., & Pai, D. S. (2014). Observed and projected urban extreme rainfall events in India. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, Vol. 12, pp.621–641.
- Almendra-Martín, L., Martínez-Fernández, J., Piles, M., & González-Zamora, Á. (2021). Comparison of gap-filling techniques applied to the CCI soil moisture database in Southern Europe. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 258, 14p.
- Amiri, M. A., Conoscenti, C., & Mesgari, M. S. (2018). Improving the accuracy of rainfall prediction using a regionalization approach and neural networks. *Kuwait Journal of Science*, Vol. 45, pp.66 – 75.
- ANBT, (2024). Liste des barrages. Agence nationale des barrages et transfères.
- ANRH, (2005). Hydro-climatologique et de la surveillance de la qualité des eaux, 1/500 000. ANRH-Agence Nationale des Ressources Hydriques.
- Aouidane, L., Belhamra, M., & Kheddouma, A. (2022). Geochemical and multivariate statistical study to assess the salinisation origin of the Remila plain groundwater, Khenchela Algeria. *Journal of Water and Land Development*, N° 58 (I III), pp.145-155.

## Références bibliographiques

---

- Ashouri, H., Hsu, K. L., Sorooshian, S., Braithwaite, D. K., Knapp, K. R., Cecil, L. D., & Prat, O. P. (2015). PERSIANN-CDR, Daily precipitation climate data record from multisatellite observations for hydrological and climate studies. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 96, pp.69-83.
- Azioune, R., Tatar H., & Nouaceur, Z. (2018). Pluies extrêmes et risque d'inondation dans la ville de Biskra (Algérie). *Revue Nature et Technologie*, N°48, pp.93-106
- Bachir, H., Semar, A., & Mazari, A. (2016). Statistical and geostatistical analysis related to geographical parameters for spatial and temporal representation of rainfall in semi-arid environments, the case of Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, Vol. 9, pp.1-12.
- Balkema, A. A., & De Haan, L. (1974). *Limit laws for order statistics*. Econometric Institute, Erasmus university Rotterdam. Netherlands, 7p.
- Beaulieu, C. (2009). Homogénéisation des séries de précipitations, identification des techniques les plus prometteuses et nouveaux développements. Thèse de doctorat. Université du Québec INRS-ETE, Canada, 336p.
- Beaulieu, C., Ouarda, T. B., & Seidou, O. (2007). Synthèse des techniques d'homogénéisation des séries climatiques et analyse d'applicabilité aux séries de précipitations. *Hydrological sciences journal*, Vol. 52, pp.18-37.
- Beck, H. E., Van Dijk, A. I., Levizzani, V., Schellekens, J., Miralles, D. G., Martens, B., & De Roo, A. (2017). MSWEP, 3-hourly 0.25 global gridded precipitation (1979–2015) by merging gauge, satellite, and reanalysis data. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 21, pp.589-615.
- Beck, H. E., Wood, E. F., Pan, M., Fisher, C. K., Miralles, D. G., Van Dijk, A. I., & Adler, R. F. (2019). MSWEP V2 global 3-hourly 0.1 precipitation, methodology and quantitative assessment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 100, pp.473-500.
- Bekhti, B., Errih, M., & Adda, M. S. (2012). Modélisation de la sédimentation dans les retenues de barrages en Algérie (barrage Es-Saada). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, Vol. 23, pp.38-47.
- Benassi, M. (2008). Drought and climate change in Morocco. Analysis of precipitation field and water supply. *Options méditerranéennes*, Vol. 80, pp.83-87.
- Bendjema, L., Baba-Hamed, K., & Bouanani, A. (2019). Characterization of the climatic drought indices application to the Mellah catchment, North-East of Algeria. *Journal of Water and Land Development*, Vol. 43, pp.28-40.
- Benkhaled, A. (2007). Distributions statistiques des pluies maximales annuelles dans la région du Chélif. *Courrier du Savoir– N°08*, pp.83-91
- Ben-Rabah, S. (2006). État actuel des ressources en eau dans la wilaya de Skikda (Essai de synthèse) bilan-gestion-perspective. Mémoire de Magister. Université de Annaba-Badji Mokhtar, 209p.
- Bentahar, F. (2007). Contribution à la cartographie hydrogéologique du plateau de Mostaganem et du bas Chelif (tronçon Oued Djidiouia-Oued Mina). Mémoire de Magister. Université Hourii Boumediene, Alger, 202p.

- Benzater, B., Elouissi, A., Dabanli, I., Benaricha, B., & Hamimed, A. (2021). Extreme rain trend analysis in Macta watershed North West Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, Vol. 14, pp.1-14.
- Bessaklia, H., Ghenim, A. N., Megnounif, A., & Martín Vide, J. (2018). Spatial variability of concentration and aggressiveness of precipitation in North-East of Algeria. *Journal of Water and Land Development*, Vol. 36, pp.3-15.
- Bindoff, N.L., P.A. Stott, K.M. AchutaRao, M.R. Allen, N. Gillett, D. Gutzler, K. Hansingo, G. Hegerl, Y. Hu, S. Jain, I.I. Mokhov, J. Overland, J. Perlwitz, R. Sebbari & X. Zhang, (2013). Detection and Attribution of Climate Change, from Global to Regional. In *Climate Change 2013, The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp.867-952.
- Blenkinsop, S., Fowler, H. J., Barbero, R., Chan, S. C., Guerreiro, S. B., Kendon, E., & Tye, M. R. (2018). The INTENSE project, using observations and models to understand the past, present and future of sub-daily rainfall extremes. *Advances in Science and Research*, Vol. 15, pp.117-126.
- Bouanani, A. (2004). Hydrologie, transport solide et modélisation, étude de quelques sous bassins de la Tafna (NW–Algérie). Thèse de Doctorat, Université Abou Bekr Belkaid Tlemcen, Algérie, 250p.
- Boucefiane, A., & Meddi, M. (2022). Estimation of the probable maximum precipitation (PMP) in the Cheliff semi-aride région (Algeria). *Meteorology and Atmospheric Physics*, Vol. 134, pp.1-13
- Boucefiane, A., Meddi, M., Laborde, J. P., & Eslamian, S. (2014). Rainfall frequency analysis using extreme values distributions in the steppe region of Western Algeria. *International Journal of Hydrology Science and Technology*., Vol. 4, pp.348-367.
- Bouchagoura, L. (2019). Étude de la qualité des eaux souterraines et vulnérabilité à la pollution d'une nappe superficielle à l'extrême Est algérien, Cas de la région de Tébessa. Thèse de Doctorat, Université Kasdi Merbah Ouargla. 115p.
- Boucekima, B., Bechki, D., Bouguettaia, H., Boughali, S., & Meftah, M. T. (2008). The underground brackish waters in South Algeria, potential and viable resources. In *13th IWRA World Water Congress*, Montpellier, France, 12p.
- Boudiaf, B., Şen, Z., & Boutaghane, H. (2021). Climate change impact on rainfall in north-eastern Algeria using innovative trend analyses (ITA). *Arabian Journal of Geosciences*, Vol. 14, pp.1-18.
- Bougara, H., Baba-Hamed, K., Borgemeister, C., Tischbein, B., & Kumar, N. (2020). Analyzing trend and variability of rainfall in the Tafna basin (Northwestern Algeria). *Atmosphere*, Vol. 11, 347p.
- Bouklikha, A., Habi, M., Elouissi, A., & Hamoudi, S. (2021). Annual, seasonal and monthly rainfall trend analysis in the Tafna watershed, Algeria. *Applied Water Science*, Vol. 11, pp.1-21.

- Bouraoui, S., & Medjerab, A. (2022). A Spatiotemporal Approach in Detecting and Analyzing Hydro-climatic Change in Northwest Algeria. *Engineering, Technology & Applied Science Research*, Vol. 12, pp.9632-9639.
- Bourque, A. (2000). Les changements climatiques et leurs impacts. *Vertigo-la revue électronique en sciences de l'environnement*, Vol. 1, 17p.
- Bouselsal, B., & Belksier, M.S. (2018). Qualité des eaux de l'aquifère de complexe terminal de Sahara Septentrional, Cas de la région de Taibet (SE Algérie). *International journal of Environment & water*, Vol. 7, pp.53-61.
- Bouzid, B. W. (2014). Une étude des événements climatiques extrêmes sur le Nord de l'Algérie et de leur évolution future. *Mémoire de Magister, Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene Alger*, 156p.
- Box, G. E., & Cox, D. R. (1964). An analysis of transformations. *Journal of the Royal Statistical Society Series B, Statistical Methodology*, Vol. 26, pp.211-243.
- Brandimarte, L., Di Baldassarre, G., Bruni, G., D'Odorico, P., & Montanari, A. (2011). Relation Between the North-Atlantic Oscillation and Hydroclimatic Conditions in Mediterranean Areas. *Water Resources Management*, Vol. 25, pp.1269–1279.
- Brunel, J. P. (1986). Comparaison instrumentale de la mesure des précipitations en climat méditerranéen semi-aride. *Hydrologie continentale*, Vol. 1, pp.87-93.
- Buckle, C. (1996). *Weather and climate in Africa*, 1st Edition, Longman. 312 p.
- Byun, H. R., & Lee, D. K. (2002). Defining three rainy seasons and the hydrological summer monsoon in Korea using available water resources index. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 80, pp.33-44.
- Byun, H. R., & Wilhite, D. A. (1999). Objective quantification of drought severity and duration. *Journal of climate*, Vol. 12, pp.2747-2756.
- Chamekh, K., Baali, F., Yahiaoui, A. E. W., & Kerboub, D. (2018). Hydrogeological setting of a karstic aquifer in a semi-arid region, a case from Cheria plain, Eastern Algeria. *Carbonates and Evaporites*, Vol. 33, pp.697-704.
- Chang, Y., & Burningham, H. (2025). Gap Filling of Daily Weather Data using Spatial Interpolation Techniques and Neural Network Methods. *Journal of Coastal Research*, Vol. 113, pp.463-467.
- Charlson, R. J., Langner, J., Rodhe, H., Leovy, C. B., & Warren, S. G. (1991). Perturbation of the northern hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus A, Dynamic Meteorology and Oceanography*, Vol. 43, pp.152-163.
- Chen, C., Hu, B., & Li, Y. (2021). Easy-to-use spatial random-forest-based downscaling-calibration method for producing precipitation data with high resolution and high accuracy. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 25, pp.5667-5682.
- Cheng, L., AghaKouchak, A., Gilleland, E., & Katz, R. W. (2014). Non-stationary extreme value analysis in a changing climate. *Climatic change*, Vol. 127, pp.353-369.

- Choi, K. S., & Byun, H. R. (2007). Definition of the onset and withdrawal of the Warm Season over East Asia and their Characteristics. *Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences*, Vol. 43, pp. 59-75.
- Chourghal, N., Belguerri, H., Maamri, K., Bahlouli, F., Salamani, A., & Benaini, M. (2023). Diagnosis of the rainfall-wheat yield relationship in the current and future climate change conditions in Eastern Algeria. *Biosystems Diversity*, Vol. 31, pp.158-162.
- Chu, D., Pubu, T., Norbu, G., Sagar, B., Mandira, S., & Guo, J. (2011). Validation of the satellite-derived rainfall estimates over the Tibet. *Acta Meteorologica Sinica*, Vol. 25, pp.734-741.
- Clarke, B., Otto, F., Stuart-Smith, R., & Harrington, L. (2022). Extreme weather impacts of climate change, an attribution perspective. *Environmental Research, Climate*, Vol. 1, 26p.
- Coles, S. (2001). *An Introduction to Statistical Modeling of Extreme Values*. Springer Series in Statistics. 1st edition, Springer, London, UK, 219p.
- Cos, J., Doblas-Reyes, F., Jury, M., Marcos, R., Bretonnière, P. A., & Samsó, M. (2022). The Mediterranean climate change hotspot in the CMIP5 and CMIP6 projections. *Earth System Dynamics*, Vol. 13, pp.321-340.
- Costa, A. C., & Soares, A. (2009). Homogenization of climate data, review and new perspectives using geostatistics. *Mathematical geosciences*, Vol. 41, pp.291-305.
- Coulibaly, P., & Evora, N. D. (2007). Comparison of neural network methods for infilling missing daily weather records. *Journal of hydrology*, Vol. 341, pp.27-41.
- Coutinho, E. R., Silva, R. M. D., Madeira, J. G. F., Coutinho, P. R. D. O. D. S., Boloy, R. A. M., & Delgado, A. R. S. (2018). Application of artificial neural networks (ANNs) in the gap filling of meteorological time series. *Revista Brasileira de Meteorologia*, Vol. 33, pp.317-328.
- Craddock, J. M. (1979). Methods of comparing annual rainfall records for climatic purposes. *Weather*, Vol. 34, pp.332-346.
- Datsenko, N. M., Moberg, A., & Sonechkin, D. M. (2002). Objective time-scale-dependent homogenization of early instrumental temperature series. *Theoretical and applied climatology*, Vol. 72, pp.103-126.
- de Haan, L. F. M. (1970). On regular variation and its application to the weak convergence of sample extremes. *Mathematical Centre tracts*. Vol. 32, 124p.
- De Haan, L., & Ferreira, A. (2006). *Extreme value theory, an introduction*. Springer Series in Operations Research and Financial Engineering. Vol. 3, 421p.
- Deme, E. H. (2013). *Quelques contributions à la Théorie univariée des Valeurs Extrêmes et Estimation des mesures de risque actuariel pour des pertes à queues lourdes*. Thèse de doctorat. Université Gaston Berger, Saint Louis, Sénégal, 186p.
- Dobesch, H., Dumolard, P., & Dyras, I. (2007). *Spatial interpolation for climate data, the use of GIS in climatology and meteorology*/edited by Hartwig Dobesch, Pierre Dumolard, Izabela Dyras. Newport Beach, CA 92663. USA, 302p.
- Dochartaigh, Ó. B. É. (2021). *Africa Groundwater Atlas Country Hydrogeology Maps*. Groundwater (User guide version 1.2). British Geological Survey (BGS) Open Report

## Références bibliographiques

---

- OR/21/063. 21p. Disponible à : <https://nora.nerc.ac.uk/id/eprint/531584/> [Consulté le 23 Septembre 2023].
- Domonkos, P. (2015). Homogenization of precipitation time series with ACMANT. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 122, pp.303-314.
- Domonkos, P., & Coll, J. (2017). Homogenisation of temperature and precipitation time series with ACMANT3, method description and efficiency tests. *International Journal of Climatology*, Vol. 37, pp.1910-1921.
- Donat, M. G., Alexander, L. V., Herold, N., & Dittus, A. J. (2016). Temperature and precipitation extremes in century-long gridded observations, reanalyses, and atmospheric model simulations. *Journal of Geophysical Research, Atmospheres*, Vol. 121, pp. 11-174.
- Drouiche, A., Nezzal, F., & Djema, M. (2019). Variabilité interannuelle des précipitations dans la plaine de la Mitidja en Algérie du Nord. *Revue des sciences de l'eau*, Vol. 32, pp.165-177.
- Dubief, J. (1952). Le vent et le déplacement du sable au Sahara. *Travaux de l'Institut de Recherches Sahariennes*, Vol. 8, pp.123-162.
- Dubief, J. (1963). *Le climat du Sahara, II*. Institut de Recherches Sahariennes, Alger, 275p.
- Dubief, J., et Queney, P. (1935). Les grands traits du climat du Sahara algérien. *La Météorologie*, Vol. 11, pp.80-91.
- Dugast, G. (1951). Les types de temps en Algérie du Nord. *Revue de géographie de Lyon*, Vol. 30, pp.78-80.
- Dyukarev, E. (2023). Comparison of artificial neural network and regression models for filling temporal gaps of meteorological variables time series. *Applied Sciences*, Vol. 13, 21p.
- Easterling, D. R., Alexander, L. V., Mokssit, A., & Detemmerman, V. (2003). CCI/CLIVAR workshop to develop priority climate indices. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 84, pp.1403-1407.
- Easterling, DR., Meehl, GA., & Parmesan C., Changnon, S. A., Karl, T.R. & Mearns, L.O. (2000). Climate extremes, Observations, modeling, and impacts. *Science*, Vol. 289, pp.2068–2074.
- Elouissi, A., Habi, M., Benaricha, B., & Boualem, S. A. (2017). Climate change impact on rainfall spatio-temporal variability (Macta watershed case, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, Vol. 10, pp.1-14.
- Embrechts, P., Klüppelberg, P., & T. Mikosch (1997). *Modelling Extremal Events*, Springer, New York, 659p.
- Ferrer, A. H. (2020). Reconstruction de données manquantes dans des séries temporelles de mesures de déplacement par télédétection. Thèse de doctorat, Université Savoie Mont Blanc, 189p.
- Fischer, E.M., & Knutti, R. (2016). Observed heavy precipitation increase confirms theory and early models. *Nature Climate Change*, Vol. 6, pp.986–991.
- Fisher, R. A., & Tippett, L. H. C. (1928). Limiting forms of the frequency distribution of the largest or smallest member of a sample. In *Mathematical proceedings of the Cambridge philosophical society*. Cambridge University Press, Vol. 24, pp.180-190

- Fратиани, S. (2008). Proceedings of the fifth seminar for homogenization and quality control in climatological databases. Climate Data and Monitoring WCDMP-No. 71. Budapest, Hungary, 217p.
- Frenken, K. (2005). L'Irrigation en Afrique en Chiffres, Enquete Aquastat-2005. Rapports de la Fao Sur L'Eau, Vol. 29, 79p.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Scientific data*, Vol. 2, pp.1-21.
- Furnestin, J., & Allain, C. (1960). Note préliminaire sur l'hydrologie du sud du bassin occidental de la Méditerranée en bordure de la cote africaine pendant l'hiver 1960. Rapports et procès-verbaux des réunions, Vol. 16, pp.587-588.
- Gaetani, M., Baldi, M., Dalu, G. A., & Maracchi, G. (2011). Jetstream and rainfall distribution in the Mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, Vol. 11, pp.2469-2481.
- Gelaro, R., McCarty, W., Suárez, M. J., Todling, R., Molod, A., Takacs, L., & Zhao, B. (2017). The modern-era retrospective analysis for research and applications, version 2 (MERRA-2). *Journal of climate*, Vol. 30, pp.5419-5454.
- Ghenim, A. N., & Megnounif, A. (2013). Analyse des précipitations dans le Nord-Ouest algérien. *Sécheresse*, Vol. 24, pp.107-114.
- Ghenim, A.N., Megnounif, A., Seddini, A., & Terfous, A. (2010). Fluctuations hydropluviométriques du bassin versant de l'oued Tafna à Béni Bahdel (Nord-Ouest algérien). *Sécheresse*, Vol. 21, pp.115-120.
- GIEC, (2012). Résumé à l'intention des décideurs. In *Gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique* [sous la direction de Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor et P.M. Midgley]. Rapport spécial des Groupes de travail I et II du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York (État de New York), États-Unis d'Amérique, 20p.
- Giorgi, F., & Lionello, P. (2008). Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and planetary change*, Vol. 63, pp.90-104.
- Giorgi, F., & Mearns, L. O. (2002). Calculation of average, uncertainty range, and reliability of regional climate changes from AOGCM simulations via the “reliability ensemble averaging” (REA) method. *Journal of climate*, Vol. 15, pp.1141-1158.
- Gnedenko, B. (1943). Sur la distribution limite du terme maximum d'une serie aleatoire. *Annals of mathematics*, Vol. 44, pp.423-453.
- Griffiths, J.F., & Soliman K.H. (1972). The northern desert (Sahara). Chapter 3, In *World Survey of Climatology, Climates of Africa*, Vol. 10, pp.75–132.
- Gubler, S., Hunziker, S., Begert, M., Croci-Maspoli, M., Konzelmann, T., Brönnimann, S., & Rosas, G. (2017). The influence of station density on climate data homogenization. *International journal of climatology*, Vol. 37, pp.4670-4683.

- Guerreiro, S.B., Fowler, H.J., Barbero, R., Westra, S., Lenderink, G., Blenkinsop, S., & Li, X.F. (2018). Detection of continental-scale intensification of hourly rainfall extremes. *Nature Climate Change*, Vol. 8, pp.803–807.
- Guijarro, J. A. (2017). Daily series homogenization and gridding with Climatol v. 3. In *Proceeding: Ninth Seminar for Homogenization and Quality Control in Climatological Databases and Fourth Conference on Spatial Interpolation Techniques in Climatology and Meteorology*, pp.175-180.
- Habibi, B., Meddi, M., & Boucefiane, A. (2012). Analyse fréquentielle des pluies journalières maximales Cas du Bassin Chott-Chergui. *Revue Nature et Technologie*, N° 08, pp.41-48
- Hadidi, A., Boualem, R., Mohamed, H., & Saba, D. (2023). Study of the relationship between the siltation rate of Algerian dams and the runoff coefficient. *H2Open Journal*, Vol. 6, pp.535-550.
- Hadour, A., Mahé, G., & Meddi, M. (2020). Watershed based hydrological evolution under climate change effect, An example from North Western Algeria. *Journal of Hydrology, Regional Studies*, Vol. 28, pp.1-13.
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., Karahacane, H. & Ali Rahmani, S. E. (2019). Tendance des précipitations et évolution des écoulements dans un cadre de changement climatique, bassin versant de l'oued Mina en Algérie. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, Vol. 32, pp.83–114.
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahé, G., Toumi, S., & Ali Rahmani, S. E. (2018). Erosion, suspended sediment transport and sedimentation on the Wadi Mina at the Sidi M'Hamed Ben Aouda Dam, Algeria. *Water*, Vol. 10, 32p.
- Hamiche, A.M., Stambouli, A. B., & Flazi, S. (2015). A review on the water and energy sectors in Algeria, Current forecasts, scenario and sustainability issues. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, Vol. 41, pp.261-276.
- Hamitouche, Y., Zeroual, A., Meddi, M., Assani, A.A., & Alkama, R. (2024). Changes in extreme precipitation indices across Algeria climate zones. *International Journal of Climatology*, Vol. 44, pp.2537-2560.
- Han, S. U., & Byun, H. R. (2006). The existence and the climatological characteristics of the spring rainy period in Korea. *International Journal of Climatology*, Vol. 26, pp.637-654.
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). Global surface temperature change. *Reviews of geophysics*, Vol. 48, 29p.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Morrissey, M. M., Bolvin, D. T., Curtis, S., Joyce, R., Mcgavock B., & Susskind, J. (2001). Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of hydrometeorology*, Vol. 2, pp.36-50.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Braithwaite, D., Hsu, K., Joyce, R., Kidd, C., & Xie, P. (2014). NASA global precipitation measurement (GPM) integrated multi-satellite retrievals for GPM (IMERG). *Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) v4*, 30p.
- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Braithwaite, D., Hsu, K., Joyce, R., & Xie, P. (2018). GPM Integrated Multi-Satellite Retrievals for GPM (IMERG) Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) v5.2, 35p.

- Huffman, G. J., Bolvin, D. T., Nelkin, E. J., Wolff, D. B., Adler, R. F., Gu, G., & Stocker, E. F. (2007). The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA), Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of hydrometeorology*, Vol. 8, pp.38-55.
- Ines, A. V., & Hansen, J. W. (2006). Bias correction of daily GCM rainfall for crop simulation studies. *Agricultural and forest meteorology*, Vol. 138, pp.44-53.
- IPCC. (2021). *Climate change 2021, the physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, Vol. 2, 280p.
- Isnard, H. (1950). La répartition saisonnière des pluies en Algérie. *Annales de géographie*, Vol. 59, pp.354-361.
- Issar, A.S. (1995). Impacts of climate variations on water management and related socio-economic systems. *Technical Documents in Hydrology, IHP-UNESCO*. Paris, 97p.
- James, G., Witten, D., Hastie, T., Tibshirani, R., & Taylor, J. (2023). Linear regression. In an introduction to statistical learning, With applications in python. Cham, Springer international publishing, pp.69-134.
- Javari, M. (2016). Trend and homogeneity analysis of precipitation in Iran. *Climate*, Vol. 4, 23p.
- Jenkinson, A.F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 81, pp.158-171.
- Jiménez-Esteve, B., Barriopedro, D., Johnson, J.E., García-Herrera, R. (2024). Climate Change Attribution of Extreme Events Using AI-based Weather Models. *EMS Annual Meeting 2024*, Vol. 21, (No. EMS2024-280), Barcelona, Spain.
- Jones, P. D., Wigley, T. M., & Wright, P. B. (1986). Global temperature variations between 1861 and 1984. *Nature*, Vol. 322, pp.430-434.
- Kanae, S., Oki, T. & Kashida, A. (2004). Changes in hourly heavy precipitation at Tokyo from 1890 to 1999. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol. 82, pp.241–247.
- Karl, T. R., Melillo, J. M., Peterson, T. C. (2009). *Global climate change impacts in the United States*. Cambridge University Press, New York, USA, 196p.
- Kaspar, M., & Müller, M. (2009). Cyclogenesis in the Mediterranean basin, a diagnosis using synoptic-dynamic anomalies. *Natural Hazards and earth system sciences*, Vol. 9, pp.957-965.
- Katz, R. W. (2013). *Statistical methods for nonstationary extremes. Extremes in a changing climate, Detection, analysis and uncertainty*, 2013, pp.15-37.
- Kebiche, M. (1994). Le bassin versant du Hodna (Algérie), Ressources en eau et possibilités d'aménagement. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, Vol. 85, pp.25-34.
- Kechiched, R., Djeghoubbi, R., Fougou, A., Belksier, M. S., & Meurzaimèche, O. (2013). Caractérisation des eaux de la nappe du Complexe Terminal (CT) de Hassi Messaouda l'aide d'analyse statistique multivariée–Sud algérien. In *Séminaire International sur L'Hydrogéologie et l'Environnement*. 5 - 7 Novembre 2013, Ouargla (Algérie), 5p.

- Kessasra, F., & Mezerreg, N.H. (2023). Hydrogeology in Algeria. *Acque Sotterranee - Italian Journal of Groundwater*, Vol. 12, pp.5-6.
- Kessasra, F., Mesbah, M., & Bendjoudi, H. (2014). Modélisation des écoulements souterrains dans les alluvions de la basse vallée de la Soummam (nord-est algérien) et perspective sur l'évolution des prélèvements. *Bulletin du Service Géologique National*, Vol. 25, pp.1-18.
- Khaliq, M. N., & Ouarda, T. B. (2007). On the critical values of the standard normal homogeneity test (SNHT). *International Journal of Climatology*, Vol. 27, pp.681-687.
- Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., & Hegerl, G. C. (2007). Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. *Journal of Climate*, Vol. 20, pp.1419–1444.
- Khedimallah, A., Meddi, M., & Mahé, G. (2020). Characterization of the interannual variability of precipitation and runoff in the Cheliff and Medjerda basins (Algeria). *Journal of Earth System Science*, Vol. 129, pp.1-25.
- Khettouch, A., Hssaisoune, M., Hermans, T., Aouijil, A., & Bouchaou, L. (2023). Ground validation of satellite-based precipitation estimates over poorly gauged catchment, the case of the Drâa basin in Central-East Morocco. *Mediterranean Geoscience Reviews*, Vol. 5, pp.159-175.
- Khomri, Z. E., & Chabaca, M. N. (2019). Contribution to the determination of potential areas for recharge of the El Madher plain water table by a cartographic approach (Batna, Algeria). *PONTE International Journal of Science and Research*, Vol. 75, pp.104-116.
- Kidd, C. (2001). Satellite rainfall climatology, A review. *International Journal of Climatology*, Vol. 21, pp.1041-1066.
- Kiladis, G. N., & Diaz, H. F. (1989). Global Climatic Anomalies Associated with Extremes in the Southern Oscillation. *Journal of Climate*, Vol. 2, pp.1069-1090.
- Kim, J., Porter, J., Kearns, E.J. (2023). Exposure of the US population to extreme precipitation risk has increased due to climate change. *Scientific reports*, Vol. 13, 10p.
- Kim, K. B., Kwon, H. H., & Han, D. (2016). Precipitation ensembles conforming to natural variations derived from a regional climate model using a new bias correction scheme. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 20, pp.2019-2034.
- Kingumbi, A., Bargaoui, Z., & Hubert, P. (2005). Investigation of the rainfall variability in central Tunisia. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 50, pp.493-508.
- Knutson, T., Camargo, S. J., Chan, J. C., Emanuel, K., Ho, C. H., Kossin, J., & Wu, L. (2020). Tropical cyclones and climate change assessment, Part II, Projected response to anthropogenic warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 101, pp. E303-E322.
- Kohler, M. A. (1949). On the use of double-mass analysis for testing the consistency of meteorological records and for making required adjustments. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 30, pp.188-195.
- Kouroutzoglou, J., Lamaris, C., Flocas, H. A., Hatzaki, M., Kafkoulas, G., & Patlakas, P. (2023). Diagnostics of Mediterranean Explosive Cyclogenesis Using the Pressure Tendency Equation. *Environmental Sciences Proceedings*, Vol. 26, 140p.

- Kunkel, K. E. (2003). North American trends in extreme precipitation. *Natural Hazards*, Vol. 29, pp.291–305.
- Laborde, J. P., Philippe, G., Mohamed, A., Abdelmatif, D., & Larbi, B. (2010). Climate evolution and possible effects on surface water resources of North Algeria. *Current science*, pp.1056-1062.
- Laïssaoui, M., & Mesbah, M. (2012). Modélisation des écoulements souterrains de l'aquifère alluvionnaire de l'Oued Isser (wilaya de Boumerdès, Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, Vol. 23, pp.253-270.
- Latifi, S. (2018). Etude de la vulnérabilité des nappes aquifères de la région de Guelma et évaluation du rôle des STEP dans la protection des eaux. Thèse de Doctorat, Université Badji Mokhtar-Annaba, 159p.
- Laurent, H., Jobard, I., & Toma, A. (1998). Validation of satellite and ground-based estimates of precipitation over the Sahel. *Atmospheric Research*, Vol. 47, pp.651-670.
- Lavrova, A. A., Glebova, E. S., Trosnikov, I. V., & Kaznacheeva, V. D. (2010). Modeling the evolution of the family of Mediterranean cyclones using the regional model of the atmosphere. *Russian Meteorology and Hydrology*, Vol. 35, pp.363-370.
- Le Goulven, P., ALEMÂN, M. A., & Osorno, I. (1988). Homogénéisation et régionalisation pluviométrique par la méthode du vecteur régional. In *Quinto congreso de hidráulica del Ecuador*, pp.95-120.
- Leduc, D. J. (1987). A comparative analysis of the reduced major axis technique of fitting lines to bivariate data. *Canadian Journal of Forest Research*, Vol. 17, pp. 654-659.
- Leonard, M., Westra, S., Phatak, A., Lambert, M., van den Hurk, B., McInnes, K., & Stafford-Smith, M. (2014). A compound event framework for understanding extreme impacts. *WIREs Climate Change*, Vol. 5, pp.113–128.
- Leroux, M. (2001). *The Meteorology and Climate of Tropical Africa*. Springer. 495p.
- Lewis, E., Guerreiro, S., Blenkinsop, S., & Fowler, H. J. (2019). Quality Control of a Global Sub-Daily Precipitation Dataset and Derived Extreme Precipitation Indices. In *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 21, 1p.
- Liaw, A., & Wiener, M. (2002). Classification and regression by randomForest. *R news*, Vol. 2, pp.18-22.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., & Boscolo, R. (2006). Mediterranean climate variability, Vol. 4, 439p.
- Lopez, J., & Frances, F. (2010). Influence of the North Atlantic Oscillation and the western Mediterranean oscillation in the maximum flow events in Spain. In *International Workshop on Advances in Statistical Hydrology*, Taormina, Italy, pp.23-25
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Casty, C., Wanner, H., Pauling, A., Küttel, M., & Ladurie, E. L. R. (2006). Mediterranean climate variability over the last centuries, a review. *Developments in Earth and environmental Sciences*, Vol. 4, pp.27-148.

- Mahdid, S., Debieche, T., & Chabour, N. (2015). Hydrodynamisme et hydrochimie des eaux de la nappe alluviale d'oued nil (wilaya de jijel, NE-Algerien). In Colloque international, « eau et climat, regard croises nord-sud » constantine, 24 -25 novembre 2015, 112p.
- Maoui, A., Kherouf, M., Kachi, S., & Nouar, T. (2013). RETRACTED ARTICLE, Variographic analysis of chemical and piezometric data from the sandstone aquifer of Ain Oussera, Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, Vol. 6, pp.1307-1324.
- Marra, F., Levizzani, V., & Cattani, E. (2022). Changes in extreme daily precipitation over Africa, Insights from a non-asymptotic statistical approach. *Journal of Hydrology X*, Vol. 16, 12p.
- McKee, T.B., Doesken, N.J., & Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, Anaheim, CA, USA, 17–22 January 1993, pp.179–184.
- Mc Philips, L.E., Chang, H., Chester, M. V., Depietri, Y., Friedman E., Grimm, N. B., Kominoski, J. S., McPhearson, T., Méndez-Lázaro, P., Rosi, E. J., & Shafiei-Shiva, J. (2018). Defining extreme events, A cross-disciplinary review. *Earth's Future*, Vol. 6, pp.441-455.
- Mebarki, A. (1982). Le Bassin du Kébir-Rhumel (Algérie), Hydrologie de surface et aménagement des ressources en eau. Thèse de Doctorat, université de Nancy 2, 291p.
- Meddi, H., & Meddi, M. (2007). Variabilité spatiale et temporelle des précipitations du Nord-Ouest de l'Algérie. *Géographia technica*, Vol. 2, pp.49-55.
- Meddi, M., & Hubert, P. (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. *International Association of Hydrological Sciences (IAHS)*, pp.229-235.
- Meddi, M., & Meddi, H. (1998). Etude des pluies annuelles et journalières dans le Sahara algérien. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, Vol. 9, pp.193-199.
- Meddi, M., & Talia, A. (2007). Pluviometric regime evolution in the North of Algeria. *Arab Gulf Journal of Scientific Research*, Vol. 26, pp.152-162.
- Meddi, M., & Toumi, S. (2015). Spatial variability and cartography of maximum annual daily rainfall under different return periods in Northern algeria. *Journal of mountain science*, Vol. 12, pp.1403-1421.
- Meddi, M., Bouabdelli, S., Hallouz, F., Rahmouni, A., Taibi, S., & Zeroual, A. (2024). Impacts of climate change on drought in northern Algeria. In *Hydroclimatic Extremes in the Middle East and North Africa*. Elsevier, pp101-128.
- Medejerab, A., & Henia, L. (2011). Variations spatio-temporelles de la sécheresse climatique en Algérie nord-occidentale. *Courrier du Savoir – N°11*, pp.71-79.
- Medjerab, A. (2005). Etude pluviométrique de l'Algérie Nord-Occidentale, approche statistique et cartographie automatique. Th. Doct. Univ. USTHB, Alger, pp.396-431.
- Mihoub, A., Helimi, S., Mokhtari, S., & Halitim, A. (2016). Appréciation d'une méthode pour l'estimation des besoins en eau d'une culture cultivée dans un milieu salin (cas du palmier dattier). *Revue Agriculture. Numéro spécial 1*, pp.189-197.

- Montgomery, D. C., Peck, E. A., & Vining, G. G. (2012). Introduction to linear regression analysis. Fifth Edition, John Wiley & Sons. Inc., Hoboken, New Jersey, USA, 679p.
- Morid, S., Smakhtin, V., & Moghaddasi, M. (2006). Comparison of seven meteorological indices for drought monitoring in Iran. *International Journal of Climatology*, A Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 26, pp.971-985.
- Moscatello, A., Marcello Miglietta, M., & Rotunno, R. (2008). Observational analysis of a Mediterranean 'hurricane' over south-eastern Italy. *Weather*, Vol. 63, pp.306-311.
- Mouna, D., Omar, G., Chemsedinne, F., Adel, D., & Amor, H. (2023). Research paper assessing the impact of artificial recharge on groundwater in an over-exploited aquifer, a case study in the Cheria Basin, North-East of Algeria. *Journal of Groundwater Science and Engineering*, Vol. 11, pp.263-277.
- Mrad, D., Djebbar, Y., & Hammar, Y. (2018). Analysis of trend rainfall, Case of north-eastern Algeria. *Journal of water and land development*, Vol. 36, pp.105-115.
- Nayak, D. R., Mahapatra, A., & Mishra, P. (2013). A survey on rainfall prediction using artificial neural network. *International journal of computer applications*, Vol. 72, pp.32-40.
- Nicholson, S. E. (1981). Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Monthly Weather Review*, Vol. 109, pp.2191-2208.
- Nicholson, S.E., Nash, D.J. & Chase, B.M. (2013). Temperature variability over Africa during the last 2000 years. *Holocene*, Vol. 23, pp.1085–1094.
- Oliver, J.E. (2005). *The Encyclopedia of World Climatology*. Dordrecht, Springer. 873p.
- OMM, (2020). Directives sur l'homogénéisation. Organisation météorologique mondiale OMM-N° 1245, pp.1-57.
- ONM, (2019). *Journal Algérien de Météorologie Appliquée*. Diffusion Interne. Office National de la météorologie, Vol. 3, 90p.
- Otmane, A. (2019). Impacts de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin versant de l'Oued Mekerra (Nord-ouest algérien). Thèse de doctorat, Université de Tlemcen, 291p.
- Ouali, S., Khellaf, A., & Baddari, K. (2006). Etude géothermique du Sud de l'Algérie. *Revue des Energies Renouvelables*, Vol. 9, pp.297-306.
- Panthou, G., Vischel, T., & Lebel, T. (2014). Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *International Journal of Climatology*, Vol. 34, pp.3998–4006.
- Pédelaborde, P., & Delannoy, H. (1958). Recherches sur les types de temps et le mécanisme des pluies en Algérie. *Annales de géographie*, Vol. 67, pp.216-244.
- Pendergrass, A. G. (2018). What precipitation is extreme? *Science*, Vol. 360, pp.1072-1073.
- Perret, R. (1935). Le climat du Sahara. *Annales de géographie*, Vol. 44, pp.162-186.
- Peterson, T. C., & Manton, M. J. (2008). Monitoring changes in climate extremes, a tale of international collaboration. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Vol. 89, pp.1266-1271.

- Peterson, T. C., Folland, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., & Plummer, N. (2001). Report on the activities of the working group on climate change detection and related rapporteurs. Geneva, World Meteorological Organization.143p.
- Pickands, III. J. (1975). Statistical inference using extreme order statistics. *the Annals of Statistics*, Vol. 3, pp.119-131.
- Randall, D. A., Wood, R. A., Bony, S., Colman, R., Fichefet, T., Fyfe, J., & Taylor, K. E. (2007). Climate models and their evaluation. In *Climate change 2007, The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC (FAR)*, Cambridge University Press, pp.589-662.
- Reggiani, P., Talbi, A., & Todini, E. (2022). Towards informed water resources planning and management. *Hydrology*, Vol. 9, 18p.
- Reichle, R. H., Draper, C. S., Liu, Q., Giroto, M., Mahanama, S. P., Koster, R. D., & De Lannoy, G. J. (2017). Assessment of MERRA-2 land surface hydrology estimates. *Journal of Climate*, Vol. 30, pp.2937-2960.
- Remini, B., & Mokeddem, F. Z. (2018). Boukourdane (Algeria), a reservoir dam with low siltation rate. *LARHYSS Journal*, Vol. 35, pp.29-44.
- Rhoades, D. A., & Salinger, M. J. (1993). Adjustment of temperature and rainfall records for site changes. *International Journal of climatology*, Vol. 13, pp.899-913.
- Sadourny, R. (1996). Le cycle de l'eau à grande échelle, impact de changements climatiques globaux. *In L'eau, l'homme et la nature. 24èmes journées de l'hydraulique. Congrès de la Société Hydrotechnique de France. 18-19-20 septembre 1996*, pp.19-28.
- Sakia, R. M. (1992). The Box-Cox transformation technique, a review. *Journal of the Royal Statistical Society Series D, The Statistician*, Vol. 41, pp.169-178.
- Salameh, T. (2008). Modélisation multi-échelles de la circulation atmosphérique hivernale sur le bassin méditerranéen, rôle des interactions d'échelles. Thèse de doctorat, école polytechnique, France, 156p.
- Salvadori, G., De Michele, C., & Durante, F. (2011). On the return period and design in a multivariate framework. *Hydrology and Earth System Sciences*, Vol. 15, pp.3293-3305.
- Schepanski, K., & Knippertz, P. (2011). Soudano-Saharan depressions and their importance for precipitation and dust, a new perspective on a classical synoptic concept. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 137, pp.1431-1445.
- Seltzer, P. (1946). *Le climat de l'Algérie*. Institut météorologie et de physique du globe de l'Algérie. Université d'Alger, 219p.
- Siegel, A. F., & Wagner, M. R. (2016). Time series, understanding changes over time. In *Practical Business Statistics*, 8th edition, pp.445-482.
- Sillmann, J., Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., & Bronaugh, D. (2013). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble, Part 2. Future climate projections. *Journal of geophysical research, atmospheres*, Vol. 118, pp.2473-2493.
- Solomon, D. S., & Zhang, L. (2000). Maximum size-density relationships for mixed-hardwood forest stands in New England. In Hansen, Mark; Burk, Tom, eds. *Integrated tools for natural*

resources inventories in the 21st century. Gen. Tech. Rep. NC-212. St. Paul, MN, US Dept. of Agriculture, Forest Service, North Central Forest Experiment Station, Vol. 212, pp.570-579.

Squintu, A. A. (2020). Pan-European homogenization of daily multi-decadal temperature series from station-based observations. PhD thesis, Wageningen University, Netherlands, 183p.

Squintu, A. A., van der Schrier, G., Brugnara, Y., & Klein Tank, A. (2018). Homogenization of daily ECA&D temperature series. *International journal of climatology*, Vol. 39, pp.1243-1261.

Sun, Q., Zhang, X., Zwiers, F., Westra, S., & Alexander, L.V. (2021). A global, continental, and regional analysis of changes in extreme precipitation. *Journal of Climate*, Vol. 34, pp.243–258.

Taïbi, S. (2016). Influence de la circulation atmosphérique générale sur les précipitations du Nord de l'Algérie. Thèse de doctorat, Ecole nationale supérieure d'hydraulique-ENSH, 197p.

Taïbi, S., Meddi, M., & Mahé, G. (2018). Seasonal rainfall variability in the southern Mediterranean border, Observations, regional model simulations and future climate projections. *Atmósfera*, Vol. 32, pp.39-54.

Taïbi, S., Messelmi, I., Meddi, M., & Feddal, M. A. (2019). Recent rainfall variability in the South-West Mediterranean Region and Links with Teleconnection patterns. In *Patterns and Mechanisms of Climate, Paleoclimate and Paleoenvironmental Changes from Low-Latitude Regions*, Proceedings of the 1st Springer Conference of the Arabian Journal of Geosciences, pp.111-114.

Taillardat, M., Fougères, A. L., Naveau, P., & Mestre, O. (2019). Forest-based and semiparametric methods for the postprocessing of rainfall ensemble forecasting. *Weather and Forecasting*, Vol. 34, pp.617-634.

Tarmoul, N., & Boulemtafes, B. (2018). Précipitations extrêmes et inondations dans le bassin versant du moyen Sébaou (Tizi-Ouzou). *Revue des Sciences et de la Technologie*, Vol. S36, pp.39-48.

Tayanç, M., Nüzhet Dalfes, H., Karaca, M., & Yenigün, O. (1998). A comparative assessment of different methods for detecting inhomogeneities in Turkish temperature data set. *International Journal of Climatology*, Vol. 18, pp.561-578.

Trigo, R. M., Pozo-Vázquez, D., Osborn, T. J., Castro-Díez, Y., Gámiz-Fortis, S., & Esteban-Parra, M. J. (2004). North Atlantic Oscillation influence on precipitation, river flow and water resources in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, Vol. 24, pp.925-944.

Tveito, O. E. (2023). The effect of homogenization when constructing long-term gridded monthly precipitation and temperature data. *International Journal of Climatology*, Vol. 43, pp. 7618-7632.

Urdiales-Flores, D., Zittis, G., Hadjinicolaou, P., Cherchi, A., Alessandri, A., Peleg, N., & Lelieveld, J. (2024). A Global Analysis of Historical and Future Changes in Mediterranean Climate-Type Regions. *International Journal of Climatology*, Vol. 44, pp.5607-5620.

Venema, V. K., Mestre, O., Aguilar, E., Auer, I., Guijarro, J. A., Domonkos, P., & Willett, K. (2013, September). Benchmarking homogenization algorithms for monthly data. In *AIP conference proceedings 1552*, American Institute of Physics, pp.1060-1065.

- Venema, V., Trewin, B., Wang, X., Szentimrey, T., Lakatos, M., Aguilar, E., & Oria, C. (2018). Guidance on the homogenization of climate station data. Draft version, EarthArXiv. 83p.
- Von Mises, R. (1936). La distribution de la plus grande de  $n$  valeurs. *Rev., Math, Union Interbalcanique*, Vol 1. 141-160. Reproduced, In *Selected papers of von Mises, R.* 1964. American Mathematical Society, Vol. 2, pp.271-294.
- Waberi, M. M., Camberlin, P., Pohl, B., Blanchet, J., & Assowe, O. (2024). Future changes in mean and extreme precipitation over North-East Africa and Arabia, Part 1-historical simulations. *Authorea Preprints*, 49p.
- Warner, T.T. (2004). *Desert Meteorology* Published in the United States of America by Cambridge University Press, New York, 612p.
- Westra, S., Alexander, L.V., & Zwiers, F.W. (2013). Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, Vol. 26, pp.3904–3918.
- Wijngaard, J. B., Klein Tank, A. M. G., & Können, G. P. (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology, A Journal of the Royal Meteorological Society*, Vol. 23, pp.679-692.
- WMO, (2009). Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. World Meteorological Organization, 1500, Vol. 72, 55p.
- Wolfgang, C., Guiot, J., Marini, K., Azzopardi, B., Balzan, M. V., Cherif, S., & Xoplaki, E. (2020). MedECC 2020 Summary for Policymakers, In *Climate and Environmental Change in the Mediterranean Basin—Current Situation and Risks for the Future*. First Mediterranean Assessment Report, Plan Bleu, UNEP/MAP, Marseille, France, 632p.
- Xoplaki, E., González-Rouco, J. F., Luterbacher, J., & Wanner, H. (2004). Wet season Mediterranean precipitation variability, influence of large-scale dynamics and trends. *Climate dynamics*, Vol. 23, pp.63-78.
- Yamaguchi, Y., & Shinoda, M. (2002). Soil moisture modeling based on multiyear observations in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Vol. 41, pp.1140-1146.
- 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*, Vol. 52, pp.227-243.
- Zerouali, B., Chettih, M., Abda, Z., Mesbah, M., Santos, C. A. G., & Brasil Neto, R. M. (2022). A new regionalization of rainfall patterns based on wavelet transform information and hierarchical cluster analysis in northeastern Algeria. *Theoretical and Applied Climatology*, Vol. 147, pp.1489-1510.
- Zhang, L., Bi, H., Gove, J. H., & Heath, L. S. (2005). A comparison of alternative methods for estimating the self-thinning boundary line. *Canadian Journal of Forest Research*, Vol. 35, pp.1507-1514.
- Zhang, L., Ren, G.Y., Ren, Y.Y., Zhang, A.Y., Chu, Z.Y., & Zhou, Y.Q. (2014). Effect of data homogenization on estimate of temperature trend, a case of Huairou station in Beijing Municipality. *Theoretical and applied climatology*, Vol. 115, pp.365-373.

## Références bibliographiques

---

Zhang, M., & Scofield, R. A. (1994). Artificial neural network techniques for estimating heavy convective rainfall and recognizing cloud mergers from satellite data. *Remote Sensing*, Vol. 15, pp.3241-3261.

Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., & Zwiers, F. W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *Wiley Interdisciplinary Reviews, Climate Change*, Vol. 2, pp.851-870.

Zurbenko, I., Porter, P. S., Gui, R., Rao, S. T., Ku, J. Y., & Eskridge, R. E. (1996). Detecting discontinuities in time series of upper-air data, Development and demonstration of an adaptive filter technique. *Journal of climate*, Vol. 9, pp.3548-3560.

**Annexe**

Annexe 1 : Nombre et capacité brute des barrages par unité :

