

RÉPUBLIQUE ALGÉRIENNE DÉMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTÈRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPÉRIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE
UNIVERSITÉ MOHAMED BOUDIAF - M'SILA
FACULTÉ DE TECHNOLOGIE
DÉPARTEMENT D'HYDRAULIQUE

N° de Série:

Numéro d'inscription: D.HYD3C/03/17



Thèse

Présentée pour l'obtention du diplôme de

Doctorat LMD

Filière : Hydraulique

Spécialité : Hydraulique

THEME

**Etude des précipitations extrêmes dans le
contexte de changement climatique : Cas du
bassin versant de Hodna**

Présentée par

ZEROUAL Sara

Soutenue le 11/01/2022

Devant le jury composé de :

Mr. Dougha Mostefa	MCA	Université de M'sila	Président
Mr. Boutaghane Hamouda	MCA	Université de Annaba	Encadreur
Mr. Hesbaia Mahmoud	Professeur	Université de M'sila	Co-encadreur
Mr. Mokhtari Elhadj	MCA	Université de M'sila	Examineur
Mr. BoulmaizTayeb	MCA	Université de Ghardaia	Examineur
Mr. Zekai Sen	Professeur	Istanbul Medipol university-Turkey	Invité

Année universitaire 2021/2022

Remerciements

Je suis très reconnaissante de l'opportunité que j'ai pu avoir de poursuivre mon doctorat à l'Université de Mohamed Boudiaf - M'sila.

Je tiens à remercier mon directeur de thèse Monsieur Hamouda Boutaghane, Maître de Conférences à l'Université de Badji Mokhtar Annaba, pour son dévouement, ses encouragements et sa volonté d'améliorer la compréhension de ses doctorants. Son approche globale et son profond attachement aux doctorants m'ont permis d'approfondir mes connaissances dans le domaine de la climatologie.

Je remercie chaleureusement mon co-directeur de thèse Monsieur Mahmoud Hasbaia, Professeur à l'université de M'sila, pour sa supervision et son soutien continu au cours des années de mon doctorat. Sans son aide, ses conseils et ses encouragements, je n'aurais jamais pu terminer mes recherches. Il m'a donné des réponses lorsque je ne pouvais pas les trouver ailleurs. Il a été une source d'inspiration et m'a fait croire que tout était possible, à condition de travailler dur. Je lui en suis profondément reconnaissante.

J'adresse tous mes remerciements à Monsieur Zekai Şen, professeur à l'Université Medipol d'Istanbul, qui m'a chaleureusement accueilli pendant un an au sein de son laboratoire. Merci pour votre disponibilité et votre précieuse aide durant la période du stage et d'avoir su me redonner confiance en moi par votre soutien constant ainsi que par vos conseils et commentaires judicieux qui m'ont permis de mener à bien ce travail.

J'adresse également mes sincères remerciements aux membres du jury qui me font l'honneur d'évaluer mon travail : au Docteur Dougha Mostefa de l'honneur d'être président du jury, aux Docteurs : Mokhtari Elhadj de l'université de M'sila et Boulmaiz Tayeb de l'université de Ghardaia de bien vouloir examiner avec attention ce travail.

Je remercie également mes professeurs du département d'hydraulique à l'université de M'sila pour leur soutien et leur environnement de travail favorable.

Je tiens également à remercier Monsieur Ayoub Zeroual, Maître de conférences à l'ENSH, pour ses précieux conseils tout au long de mes études. Vous m'avez fourni les outils dont j'avais besoin pour choisir la bonne direction et mener à bien ma thèse.

Je tiens également à remercier mes amis et ma famille d'avoir été à mes côtés à chaque fois que j'en ai eu besoin.

Enfin, je remercie toute personne qui a contribué à me motiver et à me défier pour réussir et avancer.

Sara ZEROUAL

Liste des abréviations

GIEC	Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
RCP	Profils représentatifs d'évolution de concentration (Representative Concentration Pathway)
PMP	Précipitations Maximales Probables
ETCCDI	Expert Team on Climate Change Detection Indices
CMP	Crue maximale probable
RCA4	Modèle Climatique Régional de Rossby Centre version 4
CORDEX	Coordinated regional climate downscaling experiment
ACC	Analyse de corrélation canonique
AMO	Atlantic Multidecadal Oscillation
BBA	Boudj Bou Arreridj
CDD	Indice de jours secs consécutifs
CHIRPS	Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station
CMIP5	Modèles du projet d'inter comparaison de modèles couplés 5
DPT	Température du point de rosée
ENSO	Oscillation australe/El Nino
EP	Précipitations extrêmes
FCD	Fonction de densité cumulative
FF	Facteur de fréquence
GCM	Global climate models
HSAMI	Service Hydrometeorologique Apports Modules Intermediaires
HUD	Hydrogramme unitaire adimensionnel
ICOAG	Indices climatiques des oscillations atmosphériques globales
IDF	Courbes intensité-durée-fréquence
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
ITA	Analyse de tendance innovante
MENA	Moyen-Orient et Afrique du Nord
MK	Mann- Kendall
MMK	Modified Mann-Kendall
MOI	Oscillation méditerranéenne
NAO	Oscillation Nord-Atlantique
NOAA	Administration Océanique et Atmosphérique Nationale
NOI	Indice d'oscillation du nord
O.N.M	Office National de la Météorologie
OAG	Oscillations atmosphériques globales
PDF	Fonction densité de la distribution
PDO	Pacific Decadal Oscillation
PJ	Précipitations journalières
PMJA	Précipitations journalières maximales annuelles
QDM	Algorithme de quantile delta mapping
RX5day	Précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année (mm)
RCM	Modèles climatiques régionaux
SAT	Température de l'air en surface
SCS	Soil Conservation Service
SIG	Système d'information géographique
SOI	Indice d'oscillation australe
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
TFPW	Approche du préblanchiment sans tendance
TFPWcu	Approche du préblanchiment sans tendance corrigé et sans biais
WeMO	Oscillation ouest méditerranéenne
WRI	Indice de risque mondial
PRCPTOT	Total annuel des pluies (mm)

RX1day	Hauteur maximale des Précipitations d'un jour (mm)
RX5day	Précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année (mm)
R10mm	Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 10 mm (jour)
R20mm	Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 20 mm (jour)
R95p	Précipitation totale annuelle avec précipitation > 95 e percentile (mm)
R99p	Précipitations totales annuelles avec les précipitations > 99 e percentile (mm)
CDD	Nombre maximal des jours consécutifs avec précipitations journalières < 1 mm (jour)
CWD	Nombre maximal de jours consécutifs avec des précipitations journalières ≥ 1 mm (jour)
SDII	Précipitations annuelles totales divisées par le nombre de jours humides (mm/jour)
Cfa	Climat tempéré sans saison sèche et a été chaud
BSk	Climat de steppe (semi-aride) sec et froid
BWh	climat désertique chaud
BSh	Climat semi-aride et chaud
CRU	Climatic Research Unit
ANRH	Agence Nationale des Ressources Hydrauliques
MPI-ESM-LR	Max-Planck-Institute Earth System Model- Low Resolution
RCA4-MPI-ESM-LR	Modèle Climatique Régional de Rossby Centre version 4- Max-Planck-Institute Earth System Model- Low Resolution
IGRC	Indice global de risque climatique
AO	Oscillation arctique
OMM	Office national de météorologie
SCHADEX	Simulation Climato-Hydrologique pour l'Appréciation des Débits EXtrêmes

ملخص

في وقتنا الحاضر أصبح تغير المناخ حقيقة واقعية أين اعتبرت مناطق البحر الأبيض المتوسط على أنها "بؤر ساخنة" لهذا التغير في كثير من البحوث العلمية. ارتفاع درجات الحرارة يجعل الهواء الأكثر دفئاً قادراً على الاحتفاظ بمزيد من الرطوبة، وبالتالي فإن الأحداث التي تضعف عمود الرطوبة في الغلاف الجوي ستصبح في المتوسط أكثر حدة. الجزائر هي إحدى دول جنوب البحر الأبيض المتوسط ، وقد عانت العديد من الأحداث المدمرة والفيضانات المفاجئة على مدى الخمسين سنة الماضية مما جعل أحداث تهطل الأمطار من أكثر الكوارث الطبيعية تدميراً في المناطق الشمالية من الوطن. أشارت التقارير الثلاثة الصادرة عن الهيئة الحكومية الدولية المعنية بتغير المناخ إلى أن الزيادة في مخاطر تهطل الأمطار الشديدة من المرجح أن تستمر خلال القرن الحادي والعشرين في مناطق البحر الأبيض المتوسط. وبالتالي فإن معرفة التطور الزمني والمكاني للتواهر الحادة في الماضي القريب والمستقبل تظل الأداة الأساسية لإدارة المخاطر في الجزائر. تحتوي الأطروحة على المحاور التالية: (1) تحليل التباين الزمني والمكاني لمؤشرات التهطل الحادة وعلاقتها بأربعة (04) مؤشرات مناخية لتقلبات الغلاف الجوي الأرضي في 23 محطة قياس المطر على مستوى حوض الحضنة خلال الفترة 1961-2012. بالنسبة لجميع المحطات التي تمت دراستها، لوحظ انخفاض كبير في اتجاه مؤشرات تهطل الأمطار الشديدة. يُظهر تحليل الارتباط الخطي أن الحالات النادرة التي تم اكتشافها في مؤشرات المناخ الحادة تتبع تقلبات

SOI و MOI

(2) تقييم المخاطر المستقبلية لتواهر تهطل الأمطار الشديدة من حيث مؤشر المناخ الحاد وفقاً لسيناريويين اثنين للانبعاث غاز أكسيد الكربون RCP 4.5 و RCP 8.5 في الفترتين المستقبليتين المدروستين (2022-2058 و 2064-2100). النموذج يتوقع انخفاضاً في مؤشرات PRCPTOT و CWD وزيادة في المؤشرات المتبقية، حيث يكون معدل التغير أعلى مع RCP 85 و خلال المدى الطويل 20-2100.

(3) تطوير منهجية خاصة بدراسة منحنيات شدة الأمطار في حالة عدم وجود قياسات تهطل الأمطار الحادة ، تمكنا من توفير علاقة بين فترة العودة والقيم الشهرية للتهاطل الحاد. من هذه العلاقة يمكن استنتاج أن الحالات "عالية الخطورة" يمكن أن تظهر في شهر جوان، حيث تقابل قيمة فترة العودة البالغة 100 عام ما يعادل 380 ملم في جوان، أيضاً من المحتمل أن يظهر في شهر ماي ثم في نوفمبر؛ تحدث المخاطر "المتوسطة" في شهر أوت، وهو ما يتوافق مع فترة عودة مدتها 50 عاماً مع توقعات تهطل الأمطار بقيمة 110 ملم. الشهر التالي في فئة هذه المخاطر هو الفترة الانتقالية من شهر جوان، أوت إلى شهر سبتمبر؛ ويقتصر الخطر "المنخفض" لحدوث الفيضانات على شهر سبتمبر لفترات عودة تصل إلى 50 عاماً. (4) تطبيق منهجيات الحد الأقصى لتهاطل الأمطار (PMP) والحد الأقصى للفيضان المحتمل (CMP) على مستوى 23 محطة قياس كمية الأمطار في حوض الحضنة من أجل استخراج علاقة لحساب كميات الجريان القصى لمجموعة من مستويات المخاطر صالحة لتطبيقها على مستوى كامل حوض الحضنة. تستخدم هذه العلاقة في حساب كمية التدفق القصى مما يساعدنا على تصميم الهياكل الهيدروليكية بطريقة تمكنا من تفادي مخاطر الفيضانات. في هذا الفصل أيضاً مكننا الدراسة من ملاحظة الزيادة بنسبة 10-20 ٪ من PMP في جميع محطات قياس الأمطار من خلال المقارنة بين PMP المحسوبة خلال الفترة المرجعية و

PMP المتوقعة في المستقبل باستخدام البيانات اليومية للنموذج الإقليمي RCA4

الكلمات المفتاحية: مؤشرات المناخ الحاد؛ اتجاه؛ ارتباط؛ حوض الحضنة؛ منحنيات PMP. CMP؛ النموذج الإقليمي.

Résumé

Le changement climatique est désormais avéré, et les régions de la Méditerranée ont été classifiées parmi des «points chauds» de ce changement. Un air plus chaud est capable de contenir plus d'humidité, et donc les événements qui affaiblissent la colonne atmosphérique d'humidité deviendront, en moyenne, plus extrêmes. L'Algérie, l'un des pays de la rive sud de la Méditerranée, a subi de nombreux événements destructeurs, des crues et des inondations éclairs lors des 50 années précédentes, faisant de ces événements de précipitations les catastrophes naturelles les plus destructrices de la région du Nord. Les trois rapports du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) ont indiqué que l'augmentation de ce risque de précipitations extrêmes continuera probablement au cours du 21^{ème} siècle dans les régions méditerranéennes. En conséquence, la connaissance de l'évolution spatiotemporelle des extrêmes dans le passé récent et le futur restent l'outil le plus fondamental pour la gestion des risques en Algérie. Dans cette perspective, cette thèse a pour objectif de contribuer à améliorer les informations relatives à la gestion du risque de précipitations extrêmes sous l'effet du changement climatique dans le bassin versant de l'Hodna. La thèse comporte (1) l'analyse de la variabilité spatiotemporelle des indices de précipitations extrêmes et leurs relations avec quatre (04) indices climatiques des oscillations atmosphériques globales (ICOAG) au niveau de 23 stations pluviométriques du bassin Hodna pendant la période 1961-2012. Pour l'ensemble des stations étudiées, une diminution significative de la tendance des indices de précipitation extrêmes a été observée. L'analyse de corrélation canonique (ACC) montre que les anomalies détectées dans les indices climatiques extrêmes suivent la variabilité de l'MOI et du SOI. (2) L'évaluation du risque futur des événements de précipitations extrêmes en termes d'indice climatique extrême selon deux scénarios d'émission (RCP 4.5 et 8.5). Dans les deux périodes du futur (2022-2058 et 2064-2100) étudiées, il ressort que le modèle climatique régional RCA version 4 (Rossby Center Atmosphere model) anticipe une diminution des indices 'PRCPTOT' et 'CWD' et un accroissement dans les indices restants, dont le taux de changement est plus élevé avec RCP 85 et durant la période 2064-2100. (3) Développement d'une méthodologie, en l'absence d'enregistrements pluviographiques de pluies orageuses, pour la construction des courbes enveloppes mensuelles permettant de fournir une relation entre la période de retour et les valeurs mensuelles des précipitations extrêmes. Cette relation permet de conclure que les cas de risque "élevé" sont prétendus à apparaître en juin, où la valeur de la période de retour de 100 ans correspond à 380 mm en juin. Aussi, ils sont susceptibles d'apparaître en Mai et ensuite en Novembre ; le risque "moyen" se produit en Août, qui correspond à une période de retour de 50 ans avec 110 mm de précipitations prévues. Le mois suivant dans cette catégorie de risque est la zone de transition de juin-août à septembre ; le risque "faible" d'occurrence des inondations est circonscrit au mois de septembre pour des périodes de retour allant jusqu'à 50 ans. (4) Application des méthodologies des précipitations maximales probables (PMP) et des crues maximales probables (CMP) au niveau de 23 stations pluviométriques dans le bassin du Hodna, en vue de régionaliser un abaque de calcul des valeurs de l'hydrogramme de crue maximum probable (Qmax, temps de monté et de base) en fonction d'un ensemble de niveaux de risque. L'abaque est utilisable pour la conception de futures structures hydrauliques pour la protection contre les inondations (barrages, déversoirs, canaux de protection contre les inondations) à condition qu'un niveau de risque prédéterminé soit accepté pour le lieu d'étude. Également, il est constaté une augmentation de 10-20% dans les PMP futures en utilisant les données journalières du modèle régional RCA4 par rapport aux PMP calculées au niveau des données observées de 23 stations durant la période de référence.

Mots clés : Indices climatiques extrêmes ; Tendance ; ACC; Bassin versant de Hodna ; courbes enveloppes ; PMP ; CMP ; RCA4.

Abstract

Climate change is now a reality, and the Mediterranean regions have been classified as "hot spots" of this change. Warmer air is able to hold more moisture, and therefore events that weaken the atmospheric moisture column will, on average, become more extreme. Algeria, one of the southern Mediterranean countries, has experienced many destructive events, floods and flash floods over the past 50 years, which makes these precipitation events the most destructive natural disasters in the northern region. The three reports of the Intergovernmental Panel on Climate Change have indicated that the increase in the risk of extreme precipitation events is likely to continue during the 21st century in the Mediterranean regions. Consequently, the understanding of the spatiotemporal evolution of extremes in the recent past and future remains the most fundamental tool for risk management in Algeria. In this context, the present thesis aims to contribute to the knowledge refinement related to the risk management of extreme precipitation under climate change at the level of Hodna watershed. The thesis includes (1) the analysis of the spatiotemporal variability of extreme precipitation indices and their relationships with four (04) climate indices of global atmospheric oscillations (ICOAG) at 23 rainfall stations in the Hodna basin during the period 1961-2012. For all the studied stations, a statistically significant reduction in the trend of extreme precipitation indices was observed. Canonical correlation analysis (CCA) shows that the detected anomalies in the extreme climate indices follow the variability of MOI and SOI. (2) Evaluation of the future risk of extreme precipitation events in terms of the extreme climate index under two emission scenarios. During forthcoming studied periods (2022-2058 et 2064-2100), it is revealed that the model climatic regional RCA version 4 model (Rossby Center Atmosphere model) predicts a reduction in PRCPTOT and CWD indices and an augmentation in the remaining indices, which have a higher rate of change with RCP 85 and during the period 2055-2100. (3) Development of a methodology, in the absence of pluviographic records of stormy rainfall, for the construction of monthly envelope curves allowing providing a relationship between the return period and the monthly values of extreme precipitation. This relationship allows concluding that the cases of "high" risk are supposed to appear in June, where the value of the return period of 100 years equivalent to 380 mm in June. Also, they are likely to seem in May and afterwards in November; the "medium-risk" arises in August, which links to a return period of 50 years with 110 mm of rainfall expected. The following month in this risk class is the transition region from June-August to September; the "low-risk" of flood occurrence is restricted to the September for return periods up to 50-years. (4) Application of the Probable Maximum Precipitation (PMP) and Maximum Probable Flood (PMF) methodologies at 23 rain gauge stations in the Hodna basin, in order to regionalize a calculation chart of the maximum probable flood hydrograph values (Qmax, rise time and base time) according to a set of risk levels. The abacus can be used for the design of future hydraulic structures for flood protection (dams, weirs, flood protection channels) whenever a predefined risk level is agreed for the study area. It is also found an increase of 10-20% in future PMP using daily data from the regional RCA4 model compared to PMP calculated at the observed data of 23 stations during the reference period.

Keywords : Extreme climate indices; Trend; CCA; Hodna watershed; envelope curves; PMP; PMF; RCA4

Table des matières

Introduction générale.....	2
----------------------------	---

Chapitre I: Etat de l’art sur le risque des évènements extrêmes dans le contexte du changement climatique

Introduction	7
I.1 Impact du changement climatique sur les caractéristiques des pluies extrêmes.....	7
I.2 Les pluies extrêmes dans le bassin méditerranéen et Nord-Africain	13
I.3 Les pluies extrêmes en Algérie	19
I.4 Conclusion	23

Chapitre II : Présentations de la zone d’étude et méthodes

II.1 Zone d’étude.....	26
II.1.1 Situation géographique.....	26
II.1.2 Climat.....	27
II.1.3. Précipitation.....	28
II.1.4 Température.....	29
II.2 Caractéristiques morphométriques.....	30
II.2.1. Caractéristiques de formes	31
II.2.1.1 Surface de drainage.....	31
II.2.1.2 Périmètre.....	31
II.2.1.3 Indice de compacité de Gravelius.....	31
II.2.1.4 Rectangle équivalent.....	32
II.2.2 Caractéristiques topographiques.....	33
II.2.2.1 Hypsométrie des Bassins.....	34
II.2.2.2 Altitudes caractéristiques.....	35
II.2.2.3 Indices de pente.....	36
II.2.3.4 Réseaux hydrographiques.....	39

II.2.2.4 Hiérarchisation du réseau.....	40
II.2.2.5 Paramètres hydrographiques.....	40
II.3. Géologie et lithologie.....	43
II.3 Présentation des données.....	44
II.3.1 Observation.....	44
II.3.2 Simulation du modèle climatique régional et méthodes de correction des biais	46
II.4 Indices des extrêmes des précipitations	47
II.5 Analyse de la tendance.....	48
II.5.1 Pettitt test.....	48
II.5.2 Test de Mann-Kendall (MK).....	49
II.5.3 Test de Mann-Kendall modifié (MMK).....	50
II.6 Analyse canonique de corrélation.....	50
II.7 Analyse fréquentielle des précipitations extrêmes.....	50
II.7.1 Choix du modèle fréquentiel.....	51
II.7.1.1 La loi de Gumbel.....	51
II.7.1.2 Les lois Log normal à deux et trois paramètres	52
II.7.1.3 La loi Log Pearson type III.....	52
II.7.2 Choix de la loi d'ajustement.....	52
II.8 Conclusion.....	53

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna.

Introduction	55
III.1 Données des stations pluviométriques	56
III.2 Méthodologie	58
III.2.1 Calcul des indices des précipitations extrêmes.....	58
III.2.2 Analyse des tendances à long terme des indices des précipitations extrêmes	58

III.2.3 Analyse des ruptures des moyennes des séries des indices des précipitations extrêmes	59
III.2.4 Relation entre les indices de précipitations extrêmes avec les oscillations de grande échelle.....	59
III.2.5 Changements projetés dans les indices de précipitations extrêmes	60
III.3 Résultats et discussion.....	61
III.3.1 Variation spatial des indices des précipitations extrêmes	61
III.3.2 Tendances des indices de précipitations	65
III.3.3 Rupture dans les séries des indices de précipitations	69
III.3.4 Relation entre les indices ETCCDI et les indices climatiques	70
III.3.5 Changements projetés des indices ETCCDI de précipitation	71
III.4 Conclusion.....	76

Chapitre IV : Courbes d'enveloppe du risque de précipitations extrêmes mensuelles

IV.1 Zone d'étude	79
IV.2 Approche méthodologique et application	80
IV.3 Courbe de la période de retour des pluies extrêmes.....	85
IV.4 Discussion des résultats	89
IV.5 Conclusion	94

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP.

Introduction	96
V.1 Zone d'étude	100
V.2 Approche méthodologique de calcul de PMP et du PMF	102
V.2.1 Fonctions de distribution des probabilités.....	104
V.2.2 Calcul de la pluie maximale probable PMP	107

V.2.3 Facteur d'efficacité du PMP	113
V.3 Applications relatives aux crues.....	114
V.3.1 Évaluation des risques	118
V.4 Conclusion.....	122
Conclusion générale.....	124
Références bibliographiques.....	127

Tables des figures

Chapitre I: Etat de l'art sur le risque des évènements extrêmes dans le contexte du changement climatique

Figure I. 1: Résultats de la tendance mondiale pour les extrêmes journalières annuelles entre 1929 et 2017. Tendance de la T moy (a), des précipitations (b) et du ruissellement (c), respectivement (Yin et al .,2018)	12
Figure I. 2: Nombre total de catastrophes d'inondation signalées : UN Européen Macro-Région : 1973 – 2002 (Hoyois et Guha-Sapir., 2003).....	13
Figure I. 3: Carte du Moyen-Orient et de l'Afrique du Nord (MENA).....	15
Figure I. 4: Décès causés par les inondations entre 1950 et 2009 en Algérie, Maroc et Tunisie (Almahrouqi et al., 2020)	16
Figure I. 5: La région du Moyen-Orient avec (a) la topographie des données ERA-Interim et une représentation schématique des interactions tropicales extratropicales (De Vries et al .,2017).....	16
Figure I. 6 : Changements relatifs moyens vers l'an 2100 dans la période de retour de 20 ans des précipitations extrêmes pour chacun des 102 bassins méditerranéens du scénario RCP4.5 et RCP8.5 (Tramblay et Somot 2018).	18
Figure I. 7: Températures moyennes interannuelles et leurs tendances dans la période 1951-	20
Figure I. 8: Carte des précipitations journalières maximales pour la période de retour (T=100ans) (Meddi et Toumi.,2015).....	22
Figure I. 9 : Évolution du nombre de victimes liées aux inondations en Algérie (période 1965-2013) (Boutaghan et al.,2021)	23

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

Figure II. 1 : Situation géographique du bassin-versant de Hodna.....	27
Figure II. 2: Précipitations moyennes interannuelles dans le bassin versant Hodna (2000-2014) (CHIRPS at 0.05°X0.05°).	29
Figure II. 3: Répartition moyenne mensuelle de la température (Station BBA).....	30
Figure II. 4: Répartition moyenne mensuelle de la température (Station M'sila).....	30
Figure II. 5: Différents types des bassins selon le coefficient de Gravelius.	32

Figure II. 6: Carte topographique du bassin versant de Hodna.....	33
Figure II. 7: Carte hypsométrique du bassin Hodna et répartition en classes d'altitude.	34
Figure II. 8: Courbe hypsométrique et répartition des surfaces du bassin Hodna.	36
Figure II. 9: Carte des pentes de bassin versant Hodna.	37
Figure II. 10 : Classification réseau hydrographique du bassin versant du Hodna.	40
Figure II. 11: Schéma lithologique du bassin Hodna (GRINE, 2009).....	43
Figure II. 12: Positionnement des stations météorologiques utilisées dans l'étude.....	44
Figure II. 13 : Évolution des scénarios de forçage radiatif anthropogénique entre 2000 et 2300 et comparaison des scénarios du quatrième (SRES) et cinquième (RCPs) rapports de GIEC (IPCC 2013).	46

Chapitre III : Etat de l'art sur le risque des évènements extrêmes de précipitations dans le contexte du changement climatique

Figure III. 1: Emplacement des 23 stations pluviométriques.....	57
--	----

Chapitre IV : Courbes d'enveloppe du risque de précipitations extrêmes mensuelles

Figure IV. 1: Zone d'étude et localisation des trois stations pluviométriques	80
Figure IV. 2: Courbe de risque pour chaque mois à la station météorologique d'Ain Nssissa	83
Figure IV. 3: Précipitations mensuelles maximales en fonction de la période de retour.....	86
Figure IV. 4: Relations entre les précipitations mensuelles extrêmes et la période de retour à Ain Nssissa (à l'ouest).	91
Figure IV. 5: Relations entre les précipitations mensuelles extrêmes et la période de retour à Ngaous.....	91
Figure IV. 6 : Relations entre les précipitations mensuelles extrêmes et la période de retour à Bourdj Bou Arreridj.	92

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Figure V. 1: Zone d'étude et emplacement des 23 stations pluviométriques	100
Figure V. 2: Réseau hydrographique du bassin versant du Hodna	102
Figure V. 3: Cours d'eau principaux du bassin versant du Hodna.	102

Figure V. 4: Fonction de densité de la distribution (PDF) Gamma à deux paramètres au niveau de trois stations météorologiques	106
Figure V. 5: Relation PMP –facteur de fréquence	110
Figure V. 6: Distributions de facteurs de fréquence.....	111
Figure V. 7 Les moyennes journalières maximales annuelles du PMP	112
Figure V. 8: Écart-type distribution des précipitations maximales journalières annuelles ...	112
Figure V. 9 : Bassin du Hodna, a) La relation L par rapport à Lc, b) la relation L par rapport à A	117
Figure V. 10: Niveau de risque pour Temps de monté	119
Figure V. 11 : Niveau de risque pour Temps de base	120
Figure V. 12: Niveau de risque pour Débit de pointe.....	120
Figure V. 13: Variations de Tp, Tb et Qp avec le niveau de risqué et la période de retour ..	122

Liste des tableaux

Chapitre I: Etat de l'art sur le risque des évènements extrêmes dans le contexte du changement climatique

Tableau I. 1: Coût des dommages causés par les inondations dues aux pluies extrêmes.....	11
Tableau I. 2: Informations sur les dommages produits par les inondations dans tous les pays de la région méditerranéenne	19

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

Tableau II. 1: Classification des bassins versants selon la superficie (Rodier, 1982).....	31
Tableau II. 2: Caractéristiques géométriques de bassin versant Hodna.	33
Tableau II. 3: Distribution de la superficie en fonction des altitudes dans le bassin de Hodna.	35
Tableau II. 4: Altitude caractéristiques du bassin du Hodna.....	36
Tableau II. 5: classifications des pentes des bassins versants (Rodier, 1982).....	36
Tableau II. 6: Classification de l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer (ORSTOM) du relief à partir de l'indice de pente globale.....	38
Tableau II. 7: Classification du relief à partir de dénivelée spécifique d'après l'ORSTOM.	39
Tableau II. 8: Résultats de calculs des indices de pente de bassin Hodna	39
Tableau II. 9: Synthèse des caractéristiques morphologiques du bassin versant Hodna.....	43
Tableau II. 10: Indices des extrêmes de pluie.	47

Chapitre III : Etat de l'art sur le risque des évènements extrêmes de précipitations dans le contexte du changement climatique.

Tableau III. 1: Stations pluviométriques utilisées	57
Tableau III. 2: Indices des précipitations extrêmes.....	58
Tableau III. 3: Caractéristiques statistiques des indices des précipitations extrêmes moyennes pour l'ensemble des stations.	62

Tableau III. 4: Caractéristiques statistiques des séries des indices des précipitations extrêmes. .62	62
Tableau III. 5: Tendance des indices des extrêmes de précipitations (Caractère gras : tendance significative).....66	66
Tableau III. 6: Rupture dans les séries des indices extrêmes de précipitations (Caractère gras : Rupture significative).....69	69
Tableau III. 7 : Coefficient de corrélation entre les indices climatiques extrêmes de précipitation et leurs facteurs canoniques (W) et entre les indices d'oscillation et leurs facteurs canoniques (V).71	71
Tableau III. 8 : Changement relatif (%) calculé à partir de RCA4- MPI-ESM-LR74	74
Tableau III. 9: Changement relatif (%) calculé à partir de RCA4- MPI-ESM-LR.75	75

Chapitre IV : Courbes d'enveloppe du risque de précipitations extrêmes mensuelles

Tableau IV. 1: Noms, coordonnées géographiques, altitude et précipitations moyennes annuelles avec écart type, maximum et minimum pour les 3 stations considérées dans l'étude (1968-2013)..... 79	79
Tableau IV. 2: Période de retour, risque et valeurs des précipitations maximales mensuelles (mm) au niveau de la station d'Ain Nssissa 85	85
Tableau IV. 3: Paramètres de la loi de puissance 88	88
Tableau IV. 4: Les mois où le risque de précipitations extrêmes est le plus élevé 89	89
Tableau IV. 5: Périodes de retour et quantités de précipitations extrêmes..... 92	92
Tableau IV. 6: Valeurs mensuelles de l'enveloppe 94	94

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Tableau V. 1: Les paramètres statistiques des précipitations maximales journalières. 101	101
Tableau V. 2 Paramètres statistiques des précipitations maximales journalières. 105	105
Tableau V. 3 Périodes de retour et risques des précipitations maximales journalières 107	107
Tableau V. 4: Calcul de la PMP..... 108	108
Tableau V. 5: Facteur d'efficacité du PMP 114	114
Tableau V. 6 Calcule de CMP dans le bassin du Hodna..... 115	115
Tableau V. 7: Caractéristiques de l'hydrogramme des crues maximales probables 118	118
Tableau V. 8: Niveau de risque et valeurs des variables..... 121	121



Introduction générale

Introduction générale

L'intensité et la fréquence des extrêmes climatiques sont appelées à changer dans le futur du fait du réchauffement de la planète (Dai 2011 ; Van Loon et al. 2016). Plusieurs études menées dans différentes régions du monde ont signalé un impact significatif du changement climatique sur l'environnement naturel (Mariotti et al. 2014 ; Worqlul et al. 2018). Plusieurs études ont également évalué l'impact de ce dernier sur la variabilité des ressources en eau en utilisant des modèles hydrologiques forcés avec des données climatiques mises à l'échelle réduite. Il ressort de la plupart de ces études que l'impact du changement climatique sur les précipitations est le sujet le plus important auquel il faut s'intéresser en raison de son impact majeur sur l'environnement naturel. En effet, les catastrophes naturelles (inondations et sécheresses) sont souvent associées aux changements d'intensité et de fréquence des précipitations extrêmes.

La région méditerranéenne est l'une des régions les plus sensibles au changement climatique selon les projections globales du climat futur (Giorgi 2006). Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC) prévoit une intensification des phénomènes extrêmes de sécheresse et d'inondation dans le bassin méditerranéen à la fin du 21ème siècle. Actuellement, cette zone est fréquemment soumise à des crues rapides et violentes, engendrant des inondations et d'importantes pertes humaines et de dégâts matériels. Le GIEC prévoit un réchauffement planétaire jamais observé d'ici 2300, selon le scénario suivi (RCP 4.5 et RCP 8.5). Par conséquent, ce changement climatique accroît la complexité du cycle hydrologique dans plusieurs régions du monde et augmente le risque du changement des caractéristiques des débits et les précipitations extrêmes (Sidibe et al. 2020). Cela implique la nécessité d'une meilleure identification et quantification des changements des extrêmes de précipitations et températures et de ruissellements dans le futur.

En effet, de nombreuses recherches dans le monde ont été menées pour comprendre, caractériser, et prévoir la variation hydrométéorologique (Barker et al., 2016 ; Nalbantis, 2008 ; Pathak et al., 2016 ; Sehgal and Sridhar, 2018). Les précipitations très rares et intenses ont augmenté et deviendront plus fréquentes à l'échelle mondiale et en particulier dans les régions semi-arides du bassin méditerranéen ces dernières décennies (Trenberth et al., 2015). Aussi, une hausse des précipitations maximales probables (PMP) est attendue, ce qui influence directement la crue maximum probable utilisée couramment dans le dimensionnement des ouvrages hydrauliques existants.

L'Algérie, l'un des pays du sud de la Méditerranée, est caractérisée par un climat aride à semi-aride sur la majeure partie de son territoire (Zeroual et al. 2019). L'importance du climat se fait sentir sur plusieurs sphères de la vie socio-économique de la société. En effet, la région a subi de nombreux événements destructeurs, des crues et des inondations soudaines durant les 50 années précédentes, faisant de ces événements les catastrophes naturelles les plus destructrices de la région du Nord (Llasat et al, 2010). Le bassin versant Hodna, 5ème grand bassin versant de l'Algérie, caractérisé par des conditions climatiques allant de relativement humides à très sèches (désertiques), a également connu des changements dans ses régimes de précipitations (Zeroual et al. 2020), notamment dans sa région humide. En raison de la croissance démographique dans les wilayas de ce bassin, la situation de la sécurité alimentaire et de l'eau est extrêmement vulnérable ; ainsi, la projection des extrêmes de précipitations est vitale pour améliorer notre compréhension des problèmes liés au changement climatique et pour réduire durablement la pauvreté dans la région. Toutefois, l'évaluation de l'impact du changement climatique sur les extrêmes de précipitations dans le bassin du Hodna n'a pas été abordée de manière adéquate auparavant. De plus, les études précédentes dans le bassin se sont concentrées sur les analyses du climat moyen, alors qu'une étude détaillée considérant les changements futurs des indices extrêmes de précipitations et PMP dans le bassin n'a pas encore été rapportée.

L'évaluation de l'impact du changement climatique sur les extrêmes climatiques a reçu une place plus importante au cours des dernières décennies grâce aux analyses des indices d'extrêmes climatiques recommandées par l'équipe d'Experts sur la détection et sur les indicateurs des changements climatiques (l'Expert Team on Climate Change Detection Indices (ETCCDI)). L'ETCCDI a proposé un ensemble d'indices d'extrêmes pour la détection du changement climatique en tenant compte du niveau de seuil fixe, de la durée, de la valeur absolue et des indices basés sur les percentiles, qui peuvent jouer un rôle essentiel dans la détection des impacts du changement climatique sur les extrêmes climatiques (Zhang et al. 2011). Dans cette thèse, les indices ETCCDI de précipitations sont quantifiés pour les observations et les sorties d'un modèle climatique régional (Zhang et al. 2011).

Étant donné la soudaineté des inondations et la complexité de leur dynamique spatio-temporelle, la maîtrise et la prévention des dégâts causés par ce phénomène nécessitent particulièrement la bonne conception des structures hydrauliques (dimensions des évacuateurs, tunnels de dérivation et capacité de stockage des barrages). Cela n'est possible que par la bonne quantification des Pluies Maximales Probables (PMP), hauteur de

précipitation théoriquement la plus importante qui est physiquement et scientifiquement raisonnable sur une zone donnée pendant une période donnée, qui se traduit souvent en une crue maximale probable (CMP) (OMM 2009). À l'échelle du bassin versant, la détermination de la CMP nécessite généralement la collecte de quelques données historiques sur les orages observés pour calculer la précipitation maximale probable (PMP). La plupart des cours d'eau algériens sont des courants diluviens de courte durée qui ne se produisent qu'après de fortes précipitations (Kastali et al. 2021). Lors des crues des cours d'eau, des courants rapides et violents et des quantités importantes de sédiments sont transportés (Remini 2017). Selon les standards de classification des crues utilisée en France (Lang et al. 2010), Zeroual et al. (2016) ont constaté que dans la plupart des stations hydrométriques d'Algérie, la période de retour du débit maximum jaugé était inférieure à 10 ans.

Dans ce contexte, cette thèse a pour objectif l'étude de l'effet des changements climatiques sur les indices climatiques des précipitations extrêmes, les précipitations maximales probables et la détermination de la crue maximum probable à partir de PMP dans bassin versant de Hodna. La thèse est composée de cinq chapitres : Une présentation d'un état de l'art sur l'étude des extrêmes à l'échelle globale, régionale et locale et la définition de l'ensemble des paramètres, géomorphologiques et climatiques du bassin-versant de la zone de l'étude, ainsi qu'une présentation de l'ensemble des méthodes qui ont été utilisées pour atteindre les objectifs considérés sont faites dans le premier et le deuxième chapitre.

Le troisième chapitre s'articule sur la mise en place d'une analyse de la variabilité des événements de précipitations extrêmes dans le bassin de Hodna, dont le calcul des indices climatiques extrêmes de précipitations extrêmes (10 indices) tel que défini par l'ETCCDI. Dans ce chapitre, la comparaison de la variabilité temporelle des indices climatiques des précipitations extrêmes en relation avec quatre indices climatiques des oscillations atmosphériques globales, au niveau 23 stations pluviométriques pendant la période 1969-2013, du bassin Hodna seront analysés. Aussi, la variabilité spatiale et l'évolution temporelle des indices de précipitations extrêmes seront analysées durant la période allant de 1969 à 2100 en utilisant un ensemble de données observé et les données des précipitations journalières simulées du modèle climatique régional de Rossby Centre (RCA4) piloté par le modèle de circulation générale océan-atmosphère (The Max Planck Institute for Meteorology Earth System Model MPI-ESM-LR) du 5ème rapport d'évaluation GIEC, disponibles dans le cadre du projet CORDEX.

Introduction générale

Dans l'autre partie qui sera présentée dans le quatrième chapitre, une méthodologie en termes de courbes enveloppe pour les occurrences mensuelles d'événements pluvieux extrêmes à un ensemble de niveaux de risque ou de périodes de retour qui peuvent déclencher les épisodes extrêmes dans les bassins versants sera présenté. Le principal but de cette partie est, en absence d'enregistrements pluviographiques de pluies orageuses, de proposer des courbes enveloppes mensuelles, qui fournissent une relation entre la période de retour et les valeurs mensuelles des précipitations extrêmes.

Le cinquième chapitre présente la dernière partie de cette thèse, à cette étape un abaque de calcul des valeurs de la magnitude de la crue maximum probable CMP, à condition que le niveau de risque soit décidé par les ingénieurs ou les décideurs concernés, est proposé. Cet abaque a été établi en fonction des précipitations maximales probables (PMP) de 23 stations pluviométriques. Aussi dans cette dernière partie, nous évaluerons l'impact du changement climatique sur la PMP en comparant entre les PMP calculées au niveau des données observées de 23 stations au cours de la période de référence et le PMP projeté à l'avenir en utilisant les données du modèle régional RCA4. Un ensemble de recommandations pour une meilleure évaluation des événements extrêmes des précipitations seront proposées dans le cas de récurrence ou d'exacerbation des événements extrêmes prévus dans le futur. Aussi, des pistes de recherche retirées des résultats obtenus seront présentées dans la conclusion générale.



CHAPITRE I :

État de l'art sur le risque des
événements extrêmes dans le
contexte du changement
climatique

Introduction

L'étude des événements extrêmes est d'une importance primordiale dans la gestion et planification des ressources en eau. Cela implique une compréhension approfondie sur les événements passés dans la région comme aux impacts de ces événements lors de leurs occurrences. Ainsi, l'investigation du mécanisme et des propriétés des événements extrêmes (sècheresse et inondation) devient indispensable dans le but de développer des modèles adéquats pour étudier les différentes caractéristiques afin de projeter leurs risques d'évolution et d'occurrence dans le futur. L'objectif de ce chapitre est de présenter une synthèse des différentes approches utilisées pour investiguer le risque des événements extrêmes dans le contexte des changements des conditions hydroclimatiques observées et projetées à l'échelle globale, de la Méditerranée et de l'Algérie et ses conséquences sur le cycle hydrologique.

I.1 Impact du changement climatique sur les caractéristiques des pluies extrêmes

Les changements dans les phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes ont des impacts importants et comptent parmi les défis les plus importants pour la société face au changement climatique (CCSP, 2008).

Les événements de précipitations extrêmes sont devenus plus fréquents et engendrent plus de pluie dans de nombreuses régions du monde. Ils sont considérés comme étant un des aléas météorologiques qui peuvent entraîner plusieurs dégâts en termes de pertes de vies humaines et de dommages matériels importants. De même l'effet de serre devrait entraîner une forte augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère et des changements dans le cycle hydrologique, qui incluent une intensification des précipitations extrêmes. Ainsi l'effet de la variabilité climatique naturelle est causé par des composantes à basse fréquence de la variabilité climatique telle que l'ENSO (El Niño Southern Oscillation) et des oscillations décennales et multidécennales telles que la PDO (Pacific Decadal Oscillation) et l'AMO (Atlantic Multidecadal Oscillation). Ces forçages à grande échelle exercent des oscillations en phase et hors phase dans l'amplitude des événements hydrologiques tels que les précipitations extrêmes.

En raison du réchauffement climatique, les modèles climatiques et les observations satellitaires indiquent que la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère a augmenté à un taux de réchauffement d'environ 7 % K (Allen et Ingram, 2002; Held et Soden, 2006; Trenberth et al.,

2005 ; Wentz et al., 2007, Held et Soden, 2006 ; Pall et al., 2006). L'augmentation de l'humidité dans l'atmosphère peut entraîner une augmentation de l'intensité des précipitations extrêmes (Allanet Soden, 2008 ; Allen et Ingram, 2002 ; O'Gorman et Schneider, 2009 ; Trenberth, 2011 ; Trenberth et al., 2003),

Selon le rapport GIEC (IPCC, 2007) les événements extrêmes à savoir, les inondations, sécheresses et les vagues de chaleur (canicule) deviendront plus fréquents, et plus intenses au cours du 21^e siècle. De même l'IPCC (2014) a souligné que le nombre d'événements de fortes précipitations a augmenté dans un certain nombre de régions depuis 1950, et Asadieh et al., 2015 ont trouvé qu'à l'échelle mondiale, les précipitations journalières maximales annuelles d'observation ont augmenté en moyenne de 5,73 mm au cours des 110 dernières années. Le cinquième rapport d'évaluation (RE5) du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC) a souligné que l'augmentation de la température de surface mondiale a atteint 0,85°C (0,65°C -1,06°C) de 1880 à 2012. Les événements de précipitations extrêmes se produisent sur des échelles de temps de minutes, jours à semaines et parmi ceux de courte durée (moins d'un jour), ce sont des événements principalement responsables de l'apparition de crues soudaines, et plus difficiles à prévoir à l'avance (Ahern et al., 2005). En effet, les impacts du changement climatique sont visibles dans tous les aspects du monde dans lequel nous vivons. Il peut modifier le forçage à la surface des terres, y compris les précipitations, la température et d'autres variables climatiques, et peut également entraîner des changements dans le ruissellement.

De nombreuses études prouvent que les caractéristiques des précipitations et les caractéristiques des bassins versants sont les deux principaux facteurs affectant la génération du ruissellement et l'érosion des sols. En effet, les impacts des caractéristiques des bassins versants, y compris généralement la topographie, la forme, la pente, le schéma de drainage et la variabilité spatiale des propriétés du sol, ont été largement étudiés et font toujours l'objet de recherches. (Jamison and Peters, 1967, Black, 1972, Mathier et al., 1989, Fox et al., 1997).

Parmi les études récentes sur l'impact des pluies extrêmes, Yin et al., (2018) ont trouvé qu'il y a des tendances positives des précipitations extrêmes et ruissellements dans plusieurs régions du monde à partir de 1980. Cette intensification des précipitations extrêmes est liée à l'augmentation des températures (figure I.1). Une augmentation de la fréquence et de l'intensité des précipitations extrêmes au niveau mondial a déjà été identifiée dans les observations (Alexander et al., 2006 ; Donat et al., 2013 ; Westra et al., 2013 ; Sun et al., 2020), aussi bien ont été identifiées par la simulation du modèle climatique (Kharin et

la.,2013 ; Torti et al.,2013). Asadieh and Krakauer, (2015) comparent les deux et ont trouvé des résultats dont les observations et les modèles climatiques montrent généralement des tendances à la hausse des précipitations extrêmes depuis 1901.

Huang et al.,(2021) ont signalé, dans leurs études sur les risques induits par l'augmentation des précipitations extrêmes dans le cadre du changement climatique, que les cellules à haute fréquence dans la période historique, où les précipitations sont supérieures aux seuils (50mm), soient réparties principalement dans l'Amérique du Nord, sud de l'Amérique du sud, Asie du Sud et Asie de l'Est. Ils ont signifié que de nombreuses régions sèches peuvent subir des précipitations extrêmes dans les deux scénarios RCP 2.6 et RCP 8.5 et la plupart des régions humides peuvent subir des précipitations extrêmes uniquement dans le scénario RCP8.5.

Ce résultat est cohérent avec Donat et al. (2016), qui a également indiqué que l'infrastructure de certaines régions arides où les précipitations extrêmes de haute intensité se produisent rarement est moins en mesure de s'adapter à des précipitations extrêmes. Ils ont trouvé aussi que la plupart des grilles d'observations « sèches, arides » sont situées dans l'Asie centrale et du nord-est, au centre de l'Australie, nord-ouest de l'Amérique du Nord, l'Afrique du Nord et du Sud-Ouest. Ces crues éclair, attribuées aux événements de pluies extrêmes sont parmi les risques naturels les plus et dangereux dans le monde. Ces dangers ont causé un nombre considérable de morts et démolition de biens et de pertes agricoles dans le monde, dépassant les 30 milliards de dollars par an au cours de la dernière décennie (Donat et al. 2016).

D'après Ethan and Korine, 2007, aux États-Unis, près de 90 % des catastrophes naturelles liées aux conditions météorologiques impliquent des inondations et qui sont considéré comme l'une des plus coûteuse et meurtrière, avec près de 9 000 de décès confirmés au 20ème siècle et plus de 2 milliards de dollars de dommages matériels annuels. Par exemple, les précipitations extrêmes de la tempête qui a eu lieu en Louisiane (août 2016) ont été reconnues comme l'événement de 1000 ans qui a entraîné trois fois plus de précipitations que l'ouragan Katrina (Samenow, 2016 ; NWS, 2016). Ces précipitations extrêmes ont entraîné des crues soudaines et des débordements de la rivière sur une période d'observation. Cet événement avait causé au moins 13 morts (Van Der Wiel et al., 2017).

Selon le rapport de USGCRP, 2017, les parties de la Nouvelle-Angleterre et du nord-est des États-Unis ont des événements de précipitation les plus forts, ainsi les crues historiques ont augmenté de 55 % (1958 à 2016). Schubert et al., (2008) montrent que les événements de pluies extrêmes sont influencés par l'ENSO dans un certain nombre de régions des États-Unis. Zhang et al. (2014) ont aussi montré que les extrêmes météorologiques et hydrologiques

sont spatialement corrélés avec l'ENSO et sont fortement influencés par les propriétés topographiques des bassins versants.

En outre, [Han et al., \(2019\)](#) ont trouvé que l'intensité et la fréquence d'occurrence des événements de précipitations extrêmes ont augmenté pour les régions sèches et humides de la Chine pendant (1961-2014) et les tendances plus rapides sont observées dans les régions sèches. [Deng et al., 2018](#) ont constaté que les indices climatiques à grande échelle sont plus corrélés à la fréquence des précipitations extrêmes qu'à l'intensité.

[Gupta et al., 2020](#) ont trouvé que l'indice d'oscillation australe (SOI) et l'indice d'oscillation du nord (NOI) avaient des modèles spatiaux de corrélation similaires avec les indices de précipitations extrêmes analysés. De plus, la plupart de ces indices ont montré une corrélation positive et statistiquement significative de grande amplitude avec l'altitude de la surface terrestre pour la bande d'altitude au-dessus de 1 500 m. en Inde, [Vittal et al. \(2016\)](#) ont rapporté une relation négative entre température de l'air en surface (SAT) et des précipitations extrêmes, qui sont principalement en raison du refroidissement localisé de la température de l'air en raison des précipitations de la mousson. En raison de la relation négative entre les précipitations et la SAT sur les régions tropicales, [Lenderink et Van Meijgaard \(2010\)](#) ont souligné que la température du point de rosée (DPT) est une meilleure prédiction des précipitations extrêmes que la température de l'air de surface sur les tropiques.

En Europe, le maintien, l'adaptation et l'amélioration continue des mesures de santé publique sont importantes pour maintenir le faible risque d'épidémies de maladies infectieuses suite aux inondations ([Brown et Murray, 2013](#)). Au cours de la période (1973-2002), le nombre signalé des catastrophes causées par des inondations a considérablement augmenté dans la macro-région européenne, passant de 31 au cours de la période 1973-1982 à 179 au cours de la dernière décennie (figure I.1). Ces derniers ont causé un total de 264 catastrophes pendant toute la période. L'Europe de l'Est est la région pour laquelle le plus grand nombre d'inondations catastrophiques a été signalé (93 inondations catastrophiques). Aussi [Haque et al., \(2016\)](#) et [Jaedicke et al., \(2013\)](#) ont trouvé que les glissements de terrain sont principalement déclenchés par des événements naturels extrêmes (fortes précipitations), dans la plupart des pays européens. En effet, ce dernier représente un risque naturel mondial causant des milliers de morts chaque année et de lourdes dévastations de l'infrastructure.

En Afrique, plusieurs études ont documenté les tendances croissantes des événements de précipitations extrêmes dans différentes parties du continent et ont attribué ces tendances au changement climatique. Au Kenya, la plupart des inondations se produisent immédiatement

Chapitre I : Etat de l'art sur le risque des événements extrêmes de précipitations dans le contexte du changement climatique

après les sécheresses, provoquant des effets dévastateurs, des pertes de vie (Houghton, 1977) et l'augmentation des niveaux de pauvreté dans les régions en raison d'un développement économique lent. D'autre part, ces inondations se produisent lorsque les précipitations totales dépassent l'évapotranspiration, le ruissellement de surface et l'infiltration d'eau dans le sol, créant un surplus d'eau inondant la surface de la Terre. Ce phénomène est considéré comme la principale catastrophe hydrométéorologique en Afrique de l'Est Huho et Kosonei, (2014). À l'ouest de l'Ouganda, Boyce et al., (2021) ont observé une augmentation de la transmission et de la morbidité du paludisme suite à une inondation majeure dans une région montagneuse. Ces résultats soulignent que les conditions météorologiques extrêmes pendant les périodes d'urgences météorologiques mondiales accrues ont un grand potentiel d'affecter négativement la santé humaine. Le coût des inondations durant la période 2016-2020 ont dépassé 131 milliards de dollars de dommages aux États-Unis d'Amérique, chiffre en augmentation par rapport à la période avant 2016 et qui reflète l'impact grandissant du réchauffement climatique. Les mêmes résultats ont été constatés en Europe (figure I. 1), en chine, en inde et en Australie (tableau I.1).

Tableau I. 1: Coût des dommages causés par les inondations dues aux pluies extrêmes

Coût annuel des inondations (dollars)	Période	Région	Références
131 milliards	2016-2020	USA	Basnett et Garang., 2015
25.3 milliards	2006-2018	CHINA	Jiang et al., 2020
3 milliards	2015	Inde	Kottes waran., 2015
370 millions	1967-2005	Australie	Huho et Kosonei., 2014
21.5 milliards	2002	Europe	Kron et al., 2019

Chapitre I : Etat de l'art sur le risque des événements extrêmes de précipitations dans le contexte du changement climatique

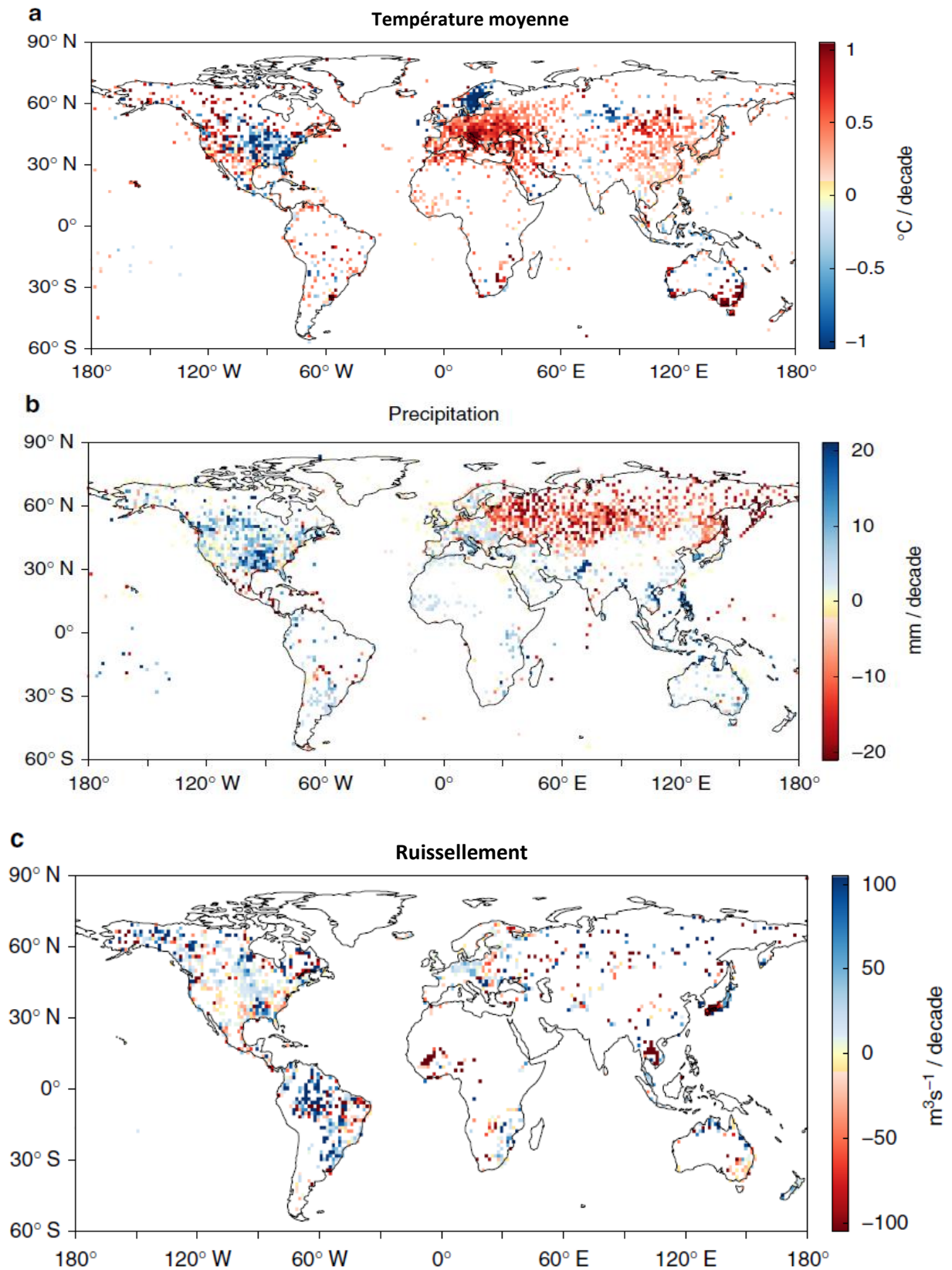


Figure I. 1: Résultats de la tendance mondiale pour les extrêmes journaliers annuels entre 1929 et 2017. Tendance de la T moy (a), des précipitations (b) et du ruissellement (c), respectivement (Yin et al .,2018)

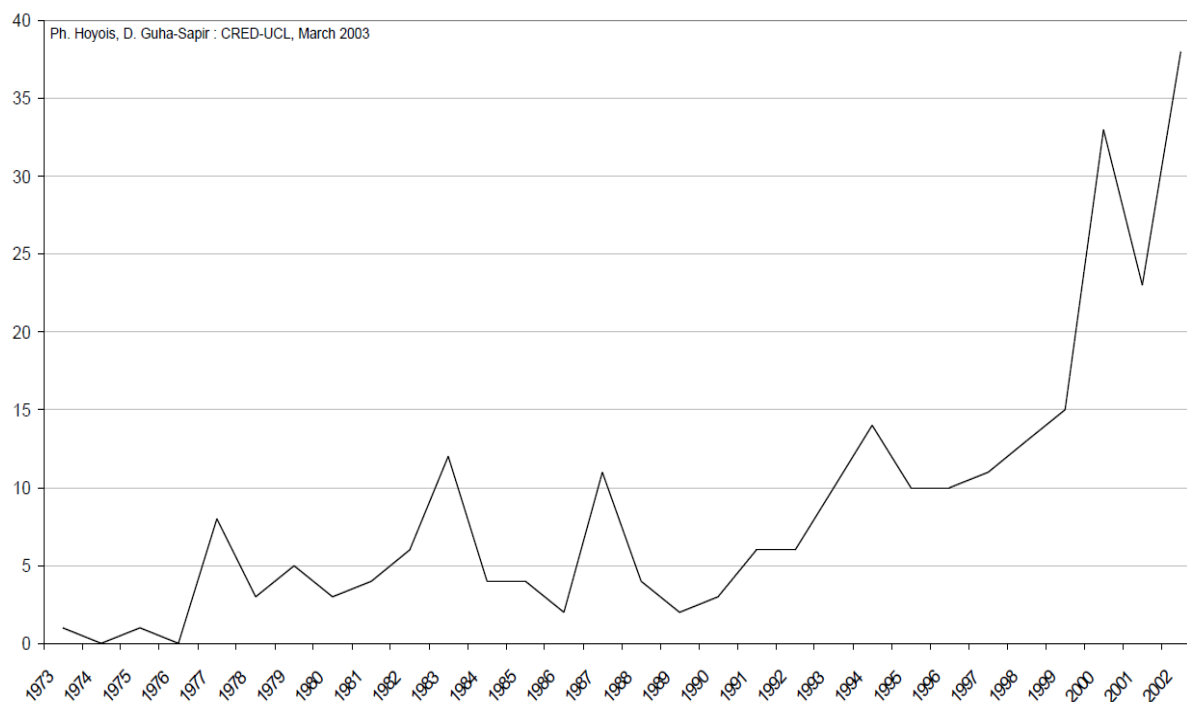


Figure I. 2: Nombre total de catastrophes d'inondation signalées : UN Européen Macro-Région : 1973 – 2002 (Hoyois et Guha-Sapir., 2003)

I.2 Les pluies extrêmes dans le bassin méditerranéen et Nord-Africain

Les projections dans le cadre d'un forçage accru des gaz à effet de serre montrent des changements considérables dans la moyenne, la variabilité et les extrêmes de température et de précipitations au cours du XXI^e siècle, faisant de l'Afrique du Nord l'un des principaux points chauds du changement climatique (Diffenbaugh et Giorgi 2012). La hausse des températures associée au changement climatique devrait réduire les superficies de terres réservées à l'agriculture, raccourcir la durée des saisons de croissance et réduire les rendements des cultures. La diminution des précipitations annuelles qui est prévue pour l'Afrique du Nord, en particulier dans les régions semi-arides et arides qui dépendent de l'irrigation pour la croissance des cultures vont influencer le rendement des terres de l'agriculture. Radhouane, 2013. L'IPCC (2007) estime qu'en Afrique du Nord, le changement climatique entraînera une perte agricole comprise entre 0,4 et 1,3 % d'ici 2100. Donc les événements extrêmes associés au changement climatique tel que les inondations et les sécheresses feront probablement reculer le développement économique de plusieurs années. Llasat et al .,2010 ont souligné que les inondations sont moins fréquentes dans les pays du sud de la Méditerranée (Afrique du Nord), mais sont généralement catastrophiques avec un nombre très élevé de victimes. Les données d'observation pour l'Afrique du Nord, le Moyen-Orient et la péninsule arabique indiquent une réduction globale des événements de précipitations extrêmes

depuis les années 1960, malgré une tendance locale positive sur les montagnes de l'Atlas depuis les années 1980 (Donat et al. 2014). De même Tremblay et al., (2013) ont analysé des tendances régionale et variabilité des indices de pluies extrême juste pour une partie de nord Afrique, le grand Maghreb (Algérie, Maroc et Tunisie), ils ont trouvé que pour les fortes précipitations, il n'y a pas de signal aussi fort vers une diminution ou une augmentation. Les hypothèses de stationnarité restent donc valables dans la majorité de la région. Ces tendances sont significatives à l'échelle régionale et affectent principalement l'Algérie et le nord du Maroc, alors que seules quelques tendances locales sont détectées en Tunisie. Les tendances détectées pour l'Afrique du Nord sont cohérentes avec celles trouvées dans d'autres études dans la région méditerranéenne (Brunetti et al.,2004 ; Costa et al., 2009 ; Meddi et al., 2010 ; Reiser et Kutiel,2010 ; Caloiero et al., 2011 ; Schilling et al., 2012). Aussi les fortes précipitations présentent une forte variabilité spatiale entre les différentes stations. Il est supposé que ces événements extrêmes soient plus influencés par les processus climatiques locaux et la topographie.

Les pays du Maghreb, comme d'autres pays méditerranéens, sont sujets à de violents épisodes de crues causées par des pluies torrentielles Llasat et al., (2010). Ils peuvent avoir des effets catastrophiques avec de nombreuses victimes (figure I.3). Les événements les plus meurtriers survenus dans ces trois pays au cours des cinquante dernières années ont été la crue de 2001 près d'Alger (Algérie), qui a causé plus de 700 décès (Argence et al., 2008) ; les inondations de 1969 dans la région de Kairouan (Tunisie), avec entre 150 et 400 morts (Poncet, 1970 ; Guillaud et Trabelsi, 1991) ; et la crue de 1995 dans la vallée de l'Ourika (Maroc), avec plus de 200 décès (Saidi et al., 2003). Outre, Almahrouqi et al.,(2020) ont analysé les tendances des pluies extrêmes sur une période de 118 ans (1901-2018), en utilisant quatre indices climatiques (RX5day, R20mm, CWD et SDII) dans la région de MENA (Figure I.3). Ils ont trouvé aussi qu'il n'y a aucune tendance spécifique estimée lors de l'analyse des précipitations extrêmes. Néanmoins, des tendances à la hausse ont été détectées pour certains pays de la partie orientale du Moyen-Orient dans les indices RX5day, R20mm et SDII. D'autres pays comme le Liban et la Palestine ont montré une tendance à la baisse du R20mm et du CWD. L'Afrique du Nord, en revanche, présente une tendance stationnaire ou aucune réponse spécifique ni positive ni négative. Les événements de précipitations extrêmes dans cette région autrement aride peuvent avoir des impacts socio-économiques dramatiques (figure I. 3). En Égypte, en Jordanie et en Arabie saoudite, 39 inondations au cours de la période 1900-2016 ont fait 1 508 morts, touché 291 387 personnes et causé des dommages dépassant 1,8

Chapitre I : Etat de l'art sur le risque des événements extrêmes de précipitations dans le contexte du changement climatique

milliard de dollars américains (Base de données sur les événements d'urgence, données non publiées, fournies le 19 avril 2017 par le Centre de recherche sur l'épidémiologie des catastrophes).

Les événements de précipitations extrêmes au Moyen-Orient résultent souvent d'interactions tropicales extratropicales, dans lesquels le forçage des latitudes moyennes et le transport vers les pôles de l'humidité tropicale sont d'une importance capitale (Figure I.5). De plus, d'un point de vue climatologique, les fortes précipitations au Moyen-Orient sont généralement associées à une circulation cyclonique en altitude et à des flux d'humidité accrus du sud. (Almazroui et al., 2016 ; Evans & Smith, 2006 ; Kahana et al., 2004 ; Krichak et al., 2012 ; Kumar et al., 2015).

En dehors du Moyen-Orient, les interactions tropicales extratropicales et les événements de précipitations extrêmes affectent également les régions subtropicales arides ailleurs, notamment le nord-ouest de l'Afrique, le sud-ouest de l'Amérique du Nord, l'Afrique australe, le Pakistan, l'Himalaya et l'Australie (Favors & Abatzoglou, 2013 ; Hart et al., 2010 ; Knippertz et al., 2003 ; Martius et al., 2013 ; Vellore et al., 2016 ; Wright, 1997).

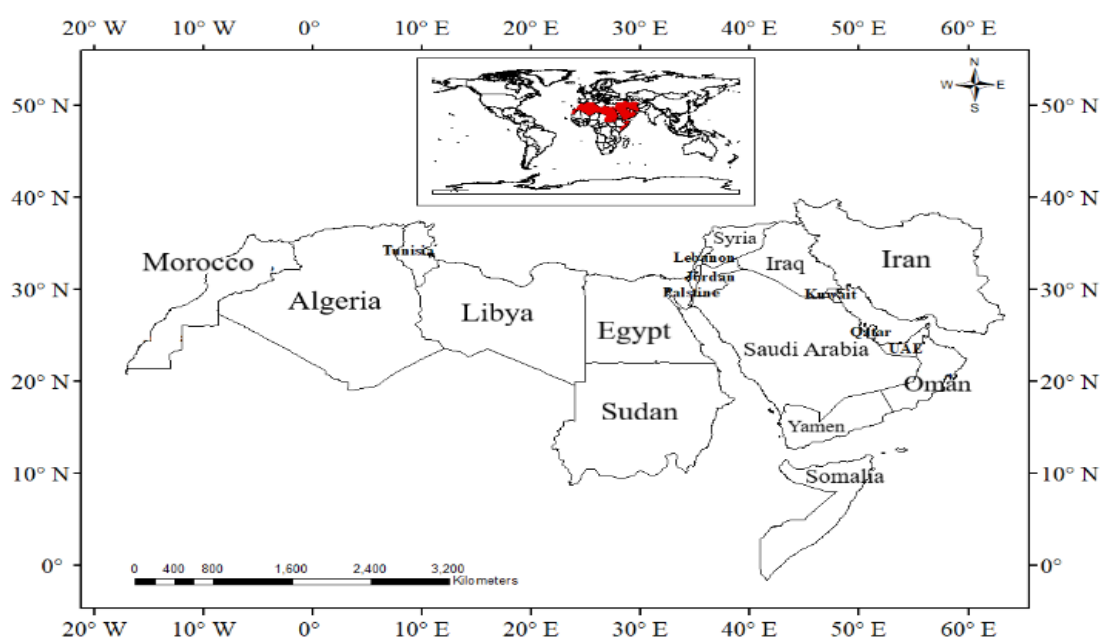


Figure I. 3: Carte du Moyen-Orient et de l'Afrique du Nord (MENA)

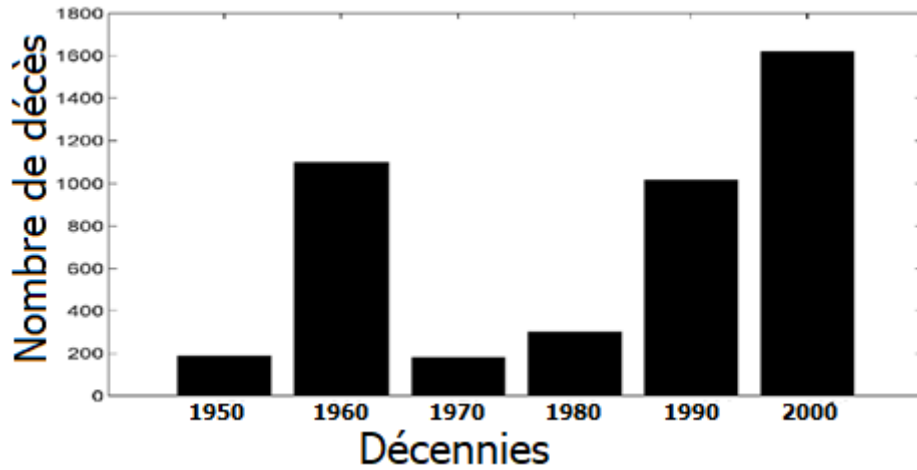


Figure I. 4: Décès causés par les inondations entre 1950 et 2009 en Algérie, Maroc et Tunisie (Almahrouqi et al., 2020)

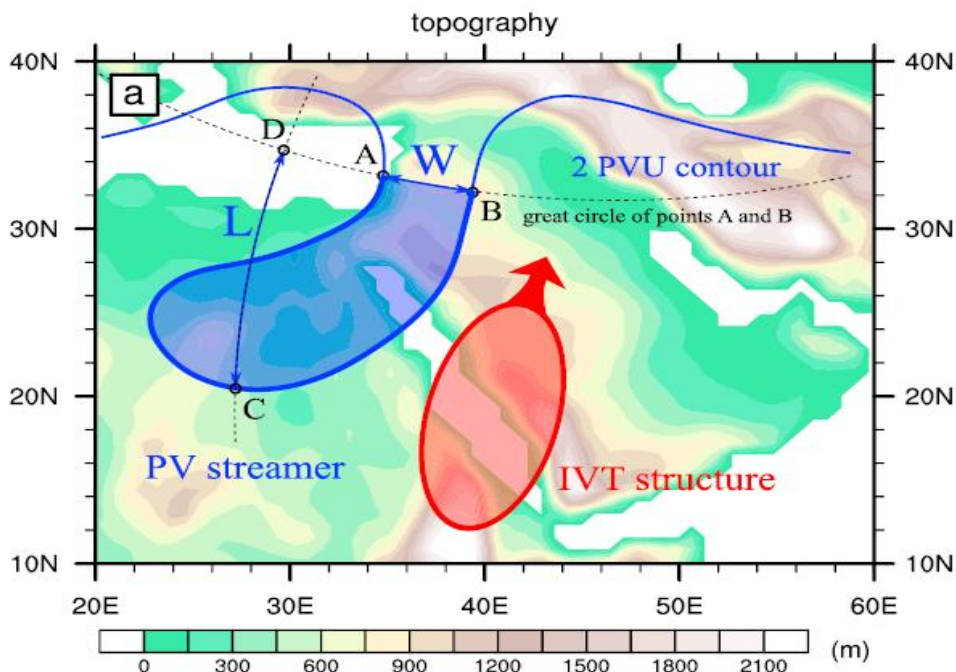


Figure I. 5: La région du Moyen-Orient avec (a) la topographie des données ERA-Interim et une représentation schématique des interactions tropicales extratropicales (De Vries et al., 2017)

Tramblay et Somot, (2018) ont trouvé que les modèles climatiques régionaux (RCM) à haute résolution de l'expérience Euro-CORDEX projettent en moyenne un changement en précipitation extrême comprise entre -20% et +20% envers l'an 2100, sous le scénario RCP8.5 et RCP 4.5 pour tous les bassins méditerranéens. Ils ont observé des tendances à la hausse dans le nord de l'Espagne, le sud de la France, le nord de l'Italie, la Grèce et l'Adriatique, tandis que des tendances à la baisse sont observées dans les bassins du nord-Africains (figure I. 6).

Les tendances négatives constatées en Afrique du Nord sont plus faibles en intensité et moins prononcées sous le scénario RCP4.5 qu'avec le scénario RCP8.5, qui indique une forte réduction des précipitations totales dans ces régions (Tramblay et al. 2018). L'un des principaux moteurs des précipitations extrêmes dans la région méditerranéenne est l'instabilité aux bas niveaux, le réchauffement différentiel entre la surface de la mer et la basse troposphère qui affecte l'instabilité potentielle. La cyclogenèse méditerranéenne est un autre facteur principal responsable des fortes précipitations dans la région (Jansà et al. 2014).

De nombreuses études ont également été réalisées pour déterminer les sources d'humidité pour les événements de précipitations extrêmes (Krichak et Alpert 1998 ; Turato et al. 2004 ; Winschall et al. 2012, 2014). Au cours de nombreuses événements de fortes précipitations, un rôle pour l'évaporation de la mer Méditerranéenne a été identifié (Turato et al. 2004). Les analyses de trajectoire pour les événements de fortes précipitations trouvent une source essentielle d'humidité (Turato et al. 2004; Pinto et al. 2001, 2014; Winschall et al. 2012, 2014) à partir de l'évaporation sur des zones reculées de l'océan Atlantique Nord. L'importance de l'air humide provenant des océans Atlantique et Indien tropicaux et de l'Afrique tropicale dans la formation de plusieurs événements de fortes précipitations extraordinaires a également été révélée (Krichak et Alpert 1998 ; Krichak et al. 2004, 2006 ; Rubin et al. 2007).

Le tableau I. 2 présente des informations sur les dommages produits par les inondations dans tous les pays de la région méditerranéenne. Ces informations ne sont qu'approximatives, car elles ne sont pas homogènes pour tous les pays et toutes les périodes. Pour la période 1990-2006, les dommages matériels signalés ont dépassé 29 136 millions, l'Italie étant le pays avec les plus grandes pertes, suivi par la France, la Roumanie, la Turquie et l'Espagne. C'est en Algérie que l'on trouve le plus grand nombre de victimes à la suite des inondations de Bab El Oued de novembre 2001 (Llasat et al., 2010).

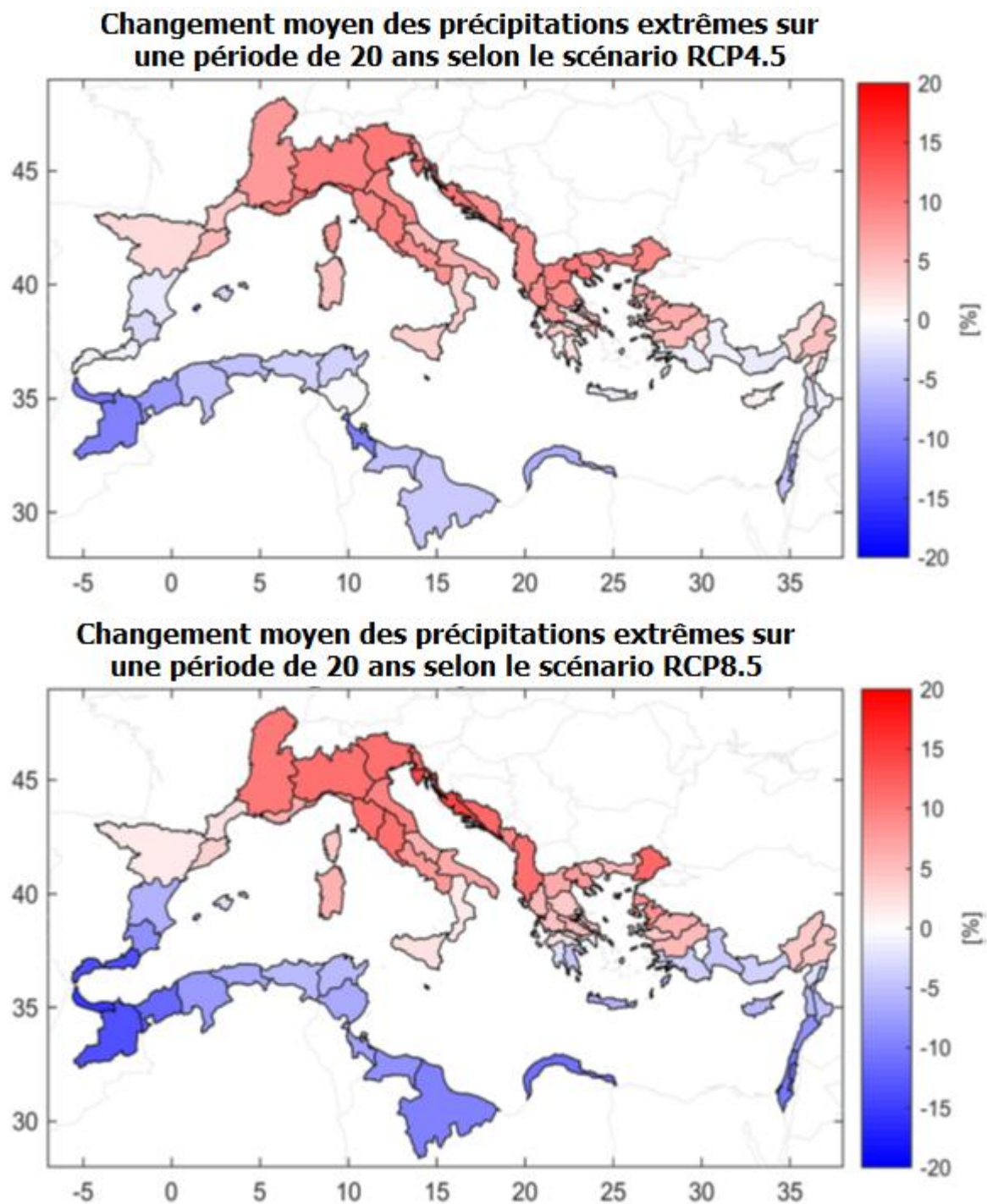


Figure I. 6 : Changements relatifs moyens vers l'an 2100 dans la période de retour de 20 ans des précipitations extrêmes pour chacun des 102 bassins méditerranéens du scénario RCP4.5 et RCP8.5 (Tramblay et Somot 2018).

Tableau I. 2: informations sur les dommages produits par les inondations dans tous les pays de la région méditerranéenne (Llasat et al., 2010).

Pays	Nombre de décès	Total en millions d'euros
Albania	19	15.8
Algeria	1206	198.9
Bulgaria	40	296.0
Croatia	3	N/I*
Egypt	648	91.2
France	177	4042.5
Greece	41	820.1
Israel	32	33.7
Italy	466	19780.3
Libya	N/I*	27.0
Fyrom	2	226.3
Morocco	797	5.8
Portugal	21	8.3
Romania	383	1485.6
Serbia Montenegro	14	N/I*
Slovenia	N/I*	3.2
Spain	170	757.7
Syria	6	N/I*
Tunisia	49	155.4
Turkey	492	1188.2
Total	4566	29136,0

I.3 Les pluies extrêmes en Algérie

L'Algérie, fait une partie du hotspot méditerranéen et l'un des pays d'Afrique du Nord, est située dans un climat de transition de la zone tempérée chaude et de la zone aride (Kottek et al., 2006). Cette position le met sous l'influence directe du climat méditerranéen au nord et du climat désertique au sud. Par conséquent, les précipitations sont caractérisées par une forte variabilité spatio-temporelle, variant du nord au sud et de l'est à l'ouest où la pluviométrie est

Chapitre I : Etat de l'art sur le risque des événements extrêmes de précipitations dans le contexte du changement climatique

plus dense en rapprochant vers le littoral et en allant vers l'est du pays. Néanmoins, les températures moyennes annuelles se distribuent principalement suivant quatre ensembles géographiques (Figure I.7), du nord au sud comme suit :

Entre le littoral et l'Atlas tellien, la température moyenne annuelle varie entre 15 °C et 20 °C. Entre l'Atlas tellien et l'Atlas saharien, la température moyenne annuelle varie entre 20 °C et 22,5 °C. Entre l'Atlas saharien et le Sahara algérien, la température moyenne annuelle varie entre 22,5 °C et 25 °C. La température moyenne annuelle dans le Sahara algérien varie entre 25 °C et 30 °C. Elle atteint environ 35 °C dans une partie du sud.

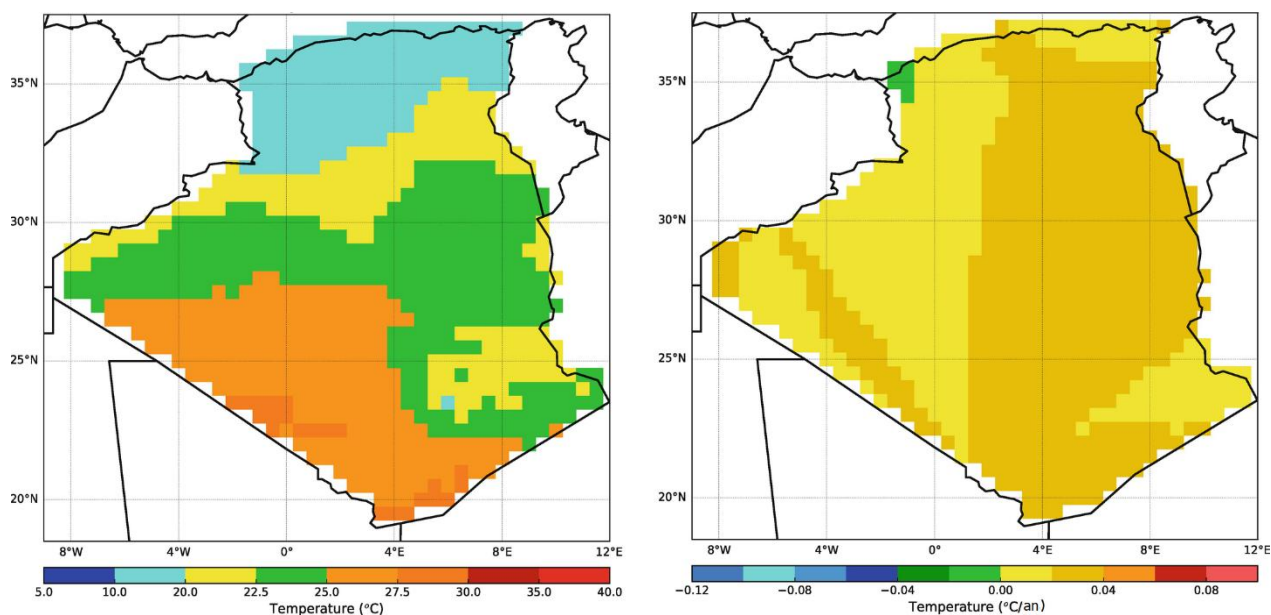


Figure I. 7: Températures moyennes interannuelles et leurs tendances dans la période 1951-2006 (données CRU à 0.5°). (Zeroual et al., 2020).

L'Algérie est considérée comme le pays d'Afrique du Nord le plus sensible au changement climatique (Schilling et al. 2020) et elle est vulnérable aux événements hydrologiques extrêmes tels que les inondations et les sécheresses, elle a toujours été confrontée à ces événements extrêmes (Bekoussa et al. 2008 ; Meddi et Hubert 2003 ; Meddi et al. 2009), qui constituent un véritable défi au développement économique et social. Il fait également partie des pays à haut risque de changement climatique. Il est classé 59, avec un indice de risque mondial (WRI) de 7,76 % (Université des Nations Unies 2017). L'indice WRI est calculé sur la base de facteurs naturels, tels que les tremblements de terre, les inondations et la sécheresse, sur la susceptibilité du pays. En Algérie, depuis 1970, une forte baisse des pluies totales, générant des sécheresses, ainsi qu'une augmentation des dommages causés par les inondations, ont été notées (Meddi et al. 2014).

Les experts prévoient de GIEC (IPCC, 2013) à moyen terme une augmentation des températures de 2°C, une diminution des précipitations de 10 à 15 % et des sécheresses plus fréquentes et plus intenses.

Plusieurs travaux sont réalisés sur les pluies totales. Malheureusement, peu d'études sur les pluies extrêmes ont été menées. Il est donc nécessaire de se concentrer sur ces pluies extrêmes et leurs tendances. Les tests de détection couramment utilisés pour ces tendances sont Mann-Kendall (MK) (Mann 1945 ; Kendall 1975), la pente Sen (Sen 1968), le test de tendance de régression linéaire (Haan 1977) et récemment l'analyse de tendance innovante (ITA) (Sen 2012).

Parmi les études qui ont été menées sur l'évaluation du changement climatique dans certaines régions impliquant l'Algérie : comme nous l'avons montré précédemment à propos des résultats de Trambly et al. 2013. Ils ont utilisé un indice de précipitations extrêmes (EP) dans la région du Maghreb et ont conclu que dans la plupart des stations, les règles de stationnarité restent valables.

La même conclusion a été tirée par Kharin et al. 2013 et Ghenim et Megnounif 2016. En fait, le premier a montré qu'un changement non significatif s'est produit dans les précipitations extrêmes en utilisant les modèles du projet d'inter comparaison de modèles couplés 5 (CMIP5) du climat mondial pour les scénarios (RCPs) 8.5, tandis que ce dernier qui a étudié la variabilité et la tendance de l'EP, a trouvé qu'aucune tendance significative n'existe sur 35 stations dans le nord de l'Algérie. Ces résultats soutiennent l'idée qu'en Algérie, le PE est plus influencé par les processus climatiques locaux et l'orographie (Ghenim et Megnounif 2016 ; Trambly et al. 2013). Taibi et al., 2014 ont analysé les extrêmes pluviométriques journaliers dans le nord de l'Algérie, sur soixante-dix ans (1940-2011) à l'aide de deux méthodes de classification (seuil centile, classe d'intervalle) ils ont constaté que les précipitations extrêmes n'ont pas changé de manière significative à l'échelle du nord de l'Algérie. Aussi, ils ont montré que la fréquence des événements de précipitations extrêmes est corrélée avec l'indice d'oscillation méditerranéenne (MOI), tandis que les 2 stations (Annaba et d'Oran) sont mieux corrélées avec l'indice d'oscillation australe (SOI). Pour le Nord East, Bessaklia et al., 2021 ont utilisé 10 indices de précipitations extrêmes calculés sur un ensemble de données de précipitations maillées quotidiennes avec une résolution spatiale de 1x1 km à partir de 33 séries d'observatoires météorologiques, couvrant la période de 1970 à 2010. Ils ont observé des tendances à la hausse des indices de précipitations d'intensité et de fréquence extrêmes, à l'exception de l'indice de jours secs consécutifs (CDD) qui a montré une baisse remarquable.

Chapitre I : Etat de l'art sur le risque des événements extrêmes de précipitations dans le contexte du changement climatique

Dans les parties centrale et orientale, où les changements dans l'occurrence des événements extrêmes sont restés avec des tendances non significatives.

Boulmaiz et Boutaghan, 2020 ont utilisé la méthode innovante d'analyse des tendances à l'analyse temporelle et spatiale des événements pluviométriques journaliers et extrêmes dans le Nord-Est de l'Algérien durant la période allant de 1970 à 2008. Ils ont constaté que les fortes précipitations tendent à augmenter dans de nombreuses parties de la région étudiée et une tendance inverse pour les périodes sèches. Ces faits laissent supposer une meilleure situation en termes de ressources en eau notamment en régions où existent des réservoirs, mais une aggravation de la situation des crues que connaît déjà cette partie du pays. Meddi et Toumi (2015) ont trouvé que pour les régions côtières du centre et de l'est de l'Algérie, les précipitations journalières maximales pour une période de retour de 100 ans c'est 200 mm. Les précipitations atteignant ce seuil, dans le passé, ont conduit à des inondations catastrophiques comme celles du 11 novembre 2001 à Alger. Dans leur étude, Meddi et Toumi (2015), ont trouvé des régions homogènes et ont cartographié la fréquence des précipitations maximales quotidiennes pour des périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 50 et 100 ans dans le nord de l'Algérie en utilisant la méthode du moment L. La figure I.8 représente les précipitations journalières maximales pour la période de retour 100ans.

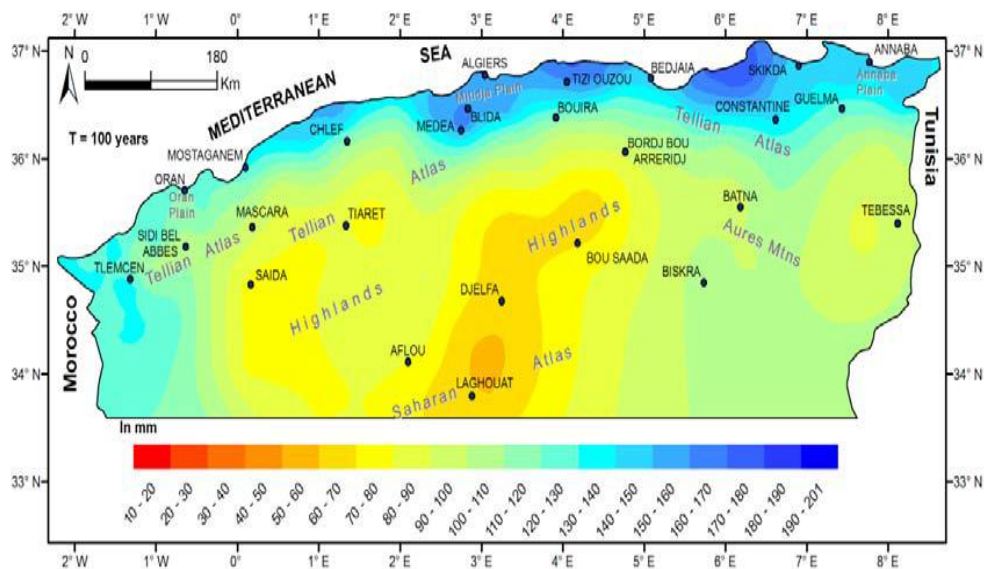


Figure I. 8: Carte des précipitations journalières maximales pour la période de retour (T=100ans) (Meddi et Toumi.,2015)

La dernière étude sur les extrêmes de précipitations a été établie par Boutaghan et al., 2021 dont ils ont fourni une analyse des inondations les plus désastreuses qui se sont produites au

cours des dernières décennies. Parmi ces inondations les plus notables, la crue éclair de Bab El Oued, qui s'est produite dans une région fortement urbanisée. La seconde est la crue éclair du Wadi M'zab (2008) à Ghardaïa, qui est l'une des régions les plus arides affectées par les inondations. La région a vécu, le 1er octobre 2008, une crue extrême avec un débit maximum de 1600 m³/s et une profondeur d'eau dépassant 8 m. La figure suivante résume l'évolution du nombre de victimes liées aux inondations en Algérie (Boutaghan et al.,2021).

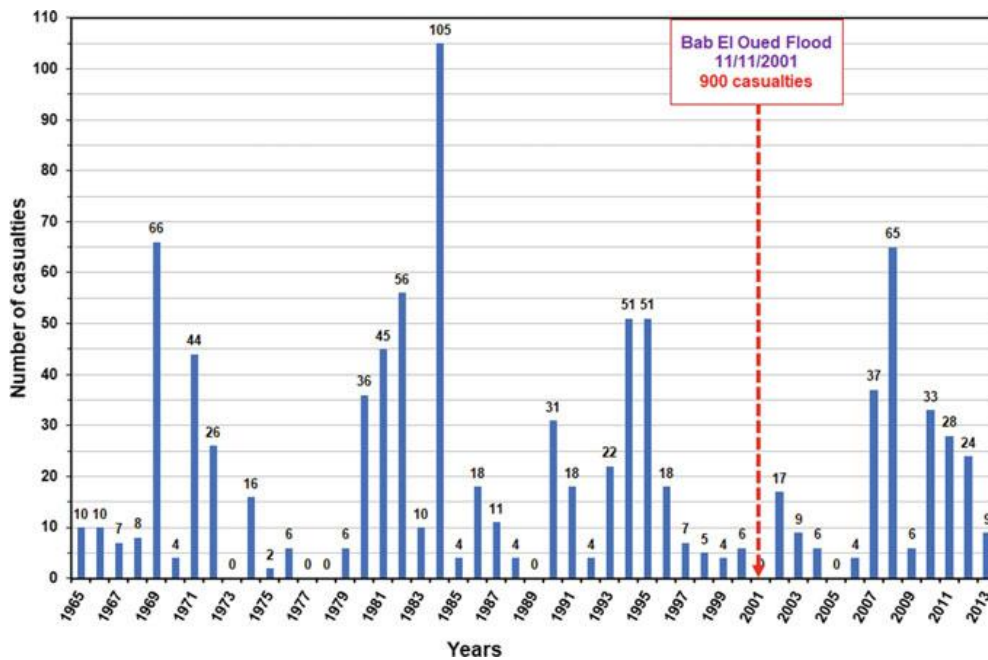


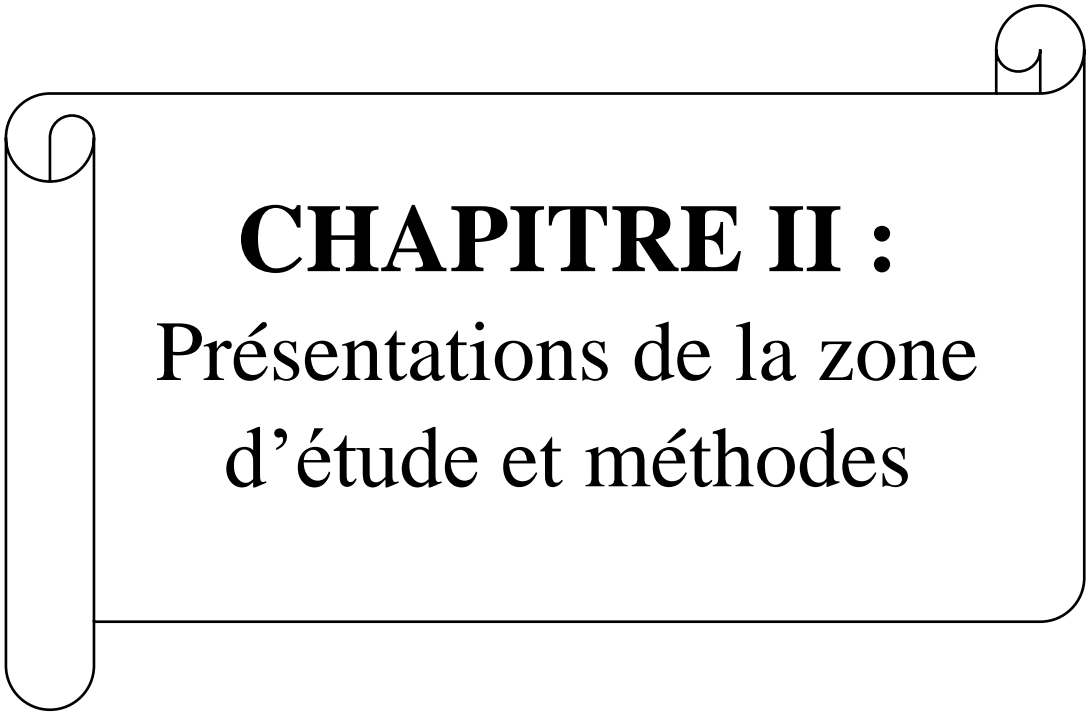
Figure I. 9 : Évolution du nombre de victimes liées aux inondations en Algérie (période 1965-2013) (Boutaghan et al.,2021)

I.4 Conclusion

A travers ce chapitre, une synthèse bibliographique a été présentée sur les changements climatiques dans le monde. Le bassin Méditerranéen est une zone vulnérable aux changements climatiques et les régions semi-arides du bassin Méditerranéen y compris l'Algérie du Nord ont connus plusieurs événements extrêmes durant le dernier siècle et pendant le début de 21ème siècle dont, elles sont considérées les plus touchées par les événements des inondations. Nombreux travaux ont été effectués pour l'analyse de la variation pluviométrique et hydrologique en Algérie. L'analyse des travaux antérieurs montre l'importance de l'investigation de l'éventuelle variation des caractéristiques des éléments extrêmes et leurs impacts dans le futur sur les ressources en eau et la sécurité des vies humaines et biens. De ce fait, dans cette thèse, nous contribuons dans l'étude de la

Chapitre I : Etat de l'art sur le risque des évènements extrêmes de précipitations dans le contexte du changement climatique

propagation des crues soudaines et son impact sur les ressources en eau et l'évolution de la société sous les effets du changement climatique.



CHAPITRE II :
Présentations de la zone
d'étude et méthodes

Ce chapitre est consacré à une présentation générale de la zone d'étude analysée pour déterminer les indicateurs physiques et morphométriques, bases indispensables dans la compréhension du mécanisme et comportement hydrologique des bassins (lame d'eau précipitée, débit exutoire, bilan hydrologique (Bauling, 1959). Dans cette étude, le modèle numérique d'élévation SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) d'une résolution de 30 mètres a été utilisé comme un fichier source de la donnée numérique pour la délimitation du bassin ainsi que la création des différentes cartes (carte du relief, carte du réseau hydrographique...etc.). Aussi, les différentes méthodes utilisées pour investiguer le risque de sécheresse dans notre région d'étude seront présentées dans ce chapitre.

II.1 Zone d'étude

II.1.1 Situation géographique

Le bassin versant Hodna est le cinquième grand bassin versant de l'Algérie (Figure II.1), avec une superficie de 25 830 km² et un périmètre de 1053 km, et des altitudes maximale, moyenne et minimale de 2157m, 682.36m et 351 m respectivement. Le bassin versant de Chott El Hodna se situe entre les latitudes 36° 9' Nord et 34°22' Sud et entre les longitudes : 3°11' Ouest et 6° 08' Est. Il est limité au nord par le bassin versant des Issers et de la Soumam qui font partie de la région hydrographique Algéroï-Hodna-Soumam, à l'ouest par le bassin Cheliff-Zahrez, à l'est par le bassin Canstantinois-Sybousse-Mellége et enfin au sud par la région du Sahara. De ce fait cette zone marque la transition entre l'Atlas Tellien au nord représenté par les monts du rudement de direction Est-Ouest avec des altitudes décroissant vers l'ouest (1900 m jusqu'à 1000m) et la chaîne de l'atlas saharien au sud dont les altitudes qui ne dépasse pas 1200m. Le bassin du Hodna est divisé en quatre unités géomorphologique. La région montagneuse, la plaine du Hodna, le Chott (sebkha) et la région du R'mel, ce qui favorise la diversité du milieu bioclimatique (Adoui 2013). Le bassin Hodna compte 24 sous bassins constitués de nombreux Oued sec en été. Cependant, ces sous-bassins peuvent être regroupés en 08 sous-bassins hydrographiques, ayant les mêmes exutoires. Les Oueds qui s'écoulant des régions telliennes (nord) vers Chott El Hodna sont la source de richesse du Houdna. Le plus important est l'Oued Ksob qui se distingue par un écoulement permanent. L'Oued Barika dont seules les parties traversant les régions telliennes ont un écoulement qui se maintient même en période estivale. Les Oueds Berhoun, Soubella, Enfida et Nekbar ont un débit relativement régulier. L'Oued El ham et Lougman s'écoulant du Nord-Ouest avec des débits irréguliers. L'Oued Bousaada, Oued temporel alimenté à 7 Km en amont de la ville

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

de Bousaada et l'Oued M'cif, tronçon inférieur de oued Mellah, sont compte à eux les principaux oueds s'écoulent du sud vers le chott.

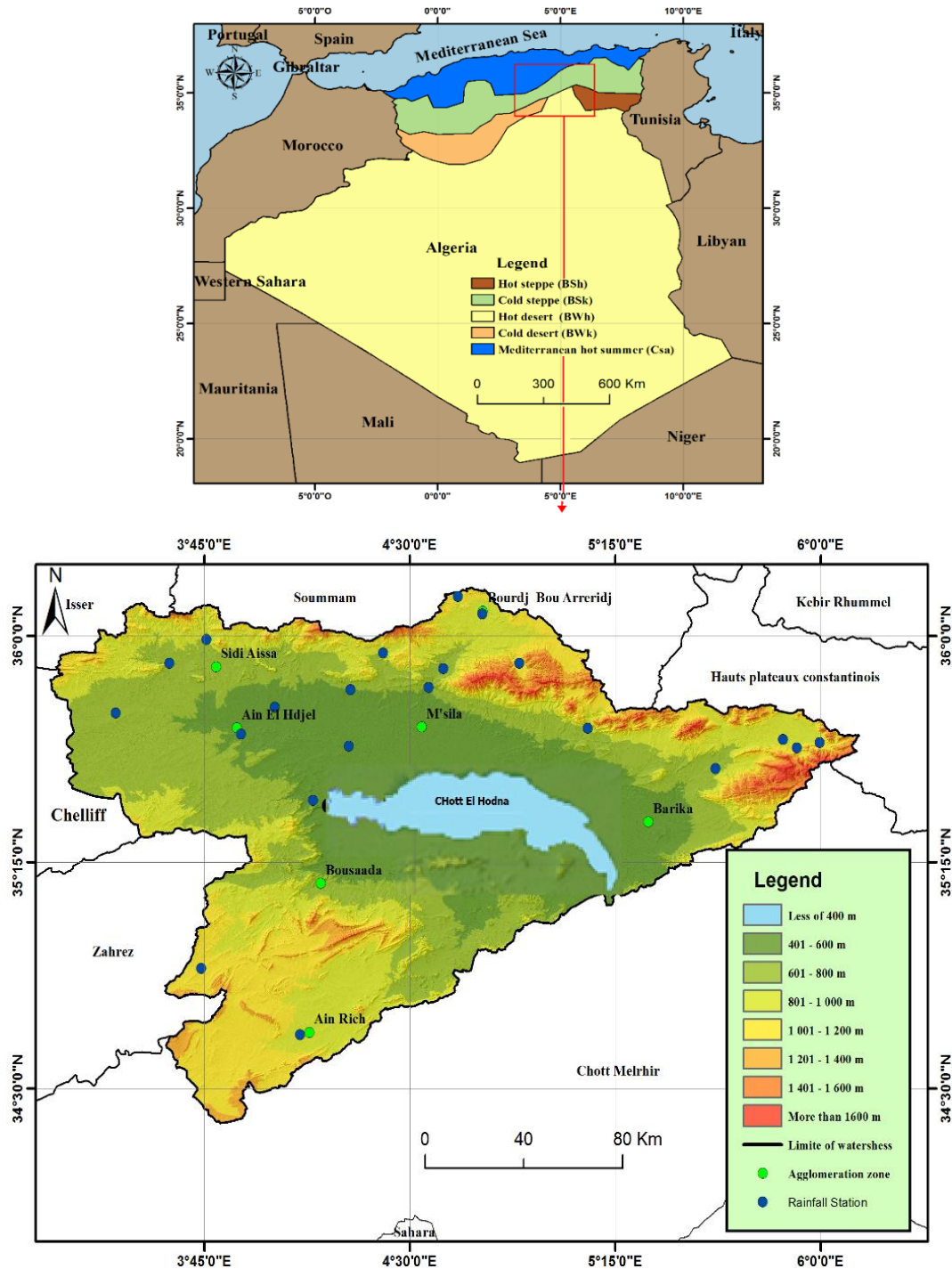


Figure II. 1 : Situation géographique du bassin-versant de Hodna.

II.1.2 Climat

D'après Zeroual et *al.* (2019), et selon la classification climatique de Köppen, la région du bassin versant peut-être divisée en trois classes climatiques différentes (Fig. II.1). La partie Nord-Est caractérisée par un climat tempéré chaud entièrement humide avec des étés chauds

(Cfa), une ceinture de climat froid semi-aride (BSk) au centre et désertique (BWh) avec un climat semi-aride (BSh) dans la partie la plus méridionale du bassin versant.

II.1.3. Précipitation

Les précipitations représentent un composant important du cycle de l'eau, du fait qu'elles conditionnent le renouvellement des ressources hydriques et superficielles (oueds et lacs) que souterraines (nappes phréatiques). L'étude de variabilité des précipitations est très importante pour toutes les études hydrologiques, elle a un impact considérable dans l'étude du changement climatique.

La carte des précipitations du bassin de Hodna est préparée sur la base des données de la jauge satellite CHIRPS à une résolution de $0,05^\circ$ sur la période de 14 ans allant de 2000 à 2014 (Funk et al., 2015). La Figure II.2 met en évidence les caractéristiques essentielles de la distribution des moyennes interannuelles des précipitations (Fig. II.2). La distribution spatiale des précipitations est caractérisée par un fort gradient du nord-ouest à Chotte El Hodna, avec un gradient sud- Chotte El Hodna moins marqué. La pluviométrie moyenne annuelle passe de 500 à 600 mm environ sur les crêtes montagneuses du Hodna (région de Bordj Bou Arreridj) à moins de 200 mm au Chotte El Hodna. Les précipitations annuelles moyennes dans la région sud sont comprises entre 300 et 390 mm (Boussaada et Ain Rich). Cette forte variabilité est due au contraste Nord-Sud du bassin (Hasbaia et al., 2017). Les faibles valeurs de précipitations trouvées au milieu et au sud du bassin sont dues à l'éloignement de la région par rapport à la mer Méditerranée et à l'obstacle montagneux constitué par la montagne El-Hodna qui empêche la progression des vents humides. Les régimes pluviométriques présentent de courtes périodes favorables à la végétation entrecoupée de longues périodes sèches. La sécheresse estivale est générale, mais il y a aussi fréquemment une période sèche en hiver. Des orages intenses souvent en été et en automne comme le témoigne déjà les inondations qui se sont produites dans certaines communes appartenant au bassin versant, parmi ces exemples, l'inondation qui a touché la ville d'El-Eulma lors des violents orages du 1^{er} septembre 1980, la crue du 23 septembre 1994 dans la willaya de Bordj Bou Arreridj, ainsi que les précipitations intenses qui se sont abattues sur la région de Boussaâda le 28 septembre 2000 causant d'énormes dégâts et enfin la crue de l'Oued Ksob du 5 octobre 1935 (Kebiche, 1994).

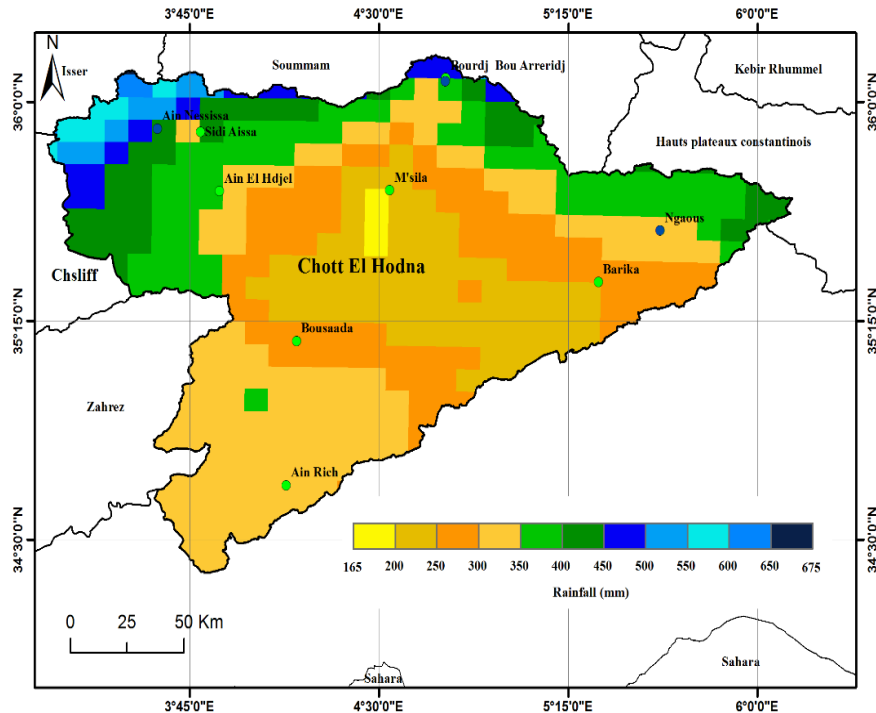


Figure II. 2: Précipitations moyennes interannuelles dans le bassin versant Hodna (2000-2014) (CHIRPS at 0.05°X0.05°).

II.1.4 Température

La température de l'air est l'un des facteurs primordiaux pour la caractérisation du climat d'une région. En effet, elle a un important effet sur le climat et le bilan hydrique tout en conditionnant l'évaporation et l'évapotranspiration réelle. La température de l'air est affectée par quatre paramètres (Ozenda, 1982) :

1. **Latitude** : Une latitude plus proche de l'équateur est plus chaude en raison de l'angle plus élevé du soleil. Plus l'angle est élevé, plus la valeur calorifique est élevée.
2. **Mer / Eau** : Les endroits les plus proches de l'eau ont des hivers doux et des étés légèrement plus froids. Les endroits les plus loin ont plus de chaleur, en été, et plus de froid en hiver.
3. **Vent dominant** : ça dépend de la provenance du vent. Semblable à la distance de la mer dépend d'où il vient. De la mer, il est plus froid (doux) en été. De la terre, il est plus chaud en été et plus froid en hiver.
4. **Altitude** : une altitude plus élevée est plus froide, en raison de l'air dans une zone plus élevée, incapable de contenir la chaleur.

Dans le bassin du Hodna, les températures maximales moyennes suivent en général une répartition géographique : en plaine entre 24°C et 27 °C, dans les hauts plateaux et les zones

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

d'altitude entre 19°C et 21°C. Les températures minimales moyennes varient entre 9°C et 12°C et entre 6°C et 9°C en plaine et en altitude respectivement (Boutheldja, 2005). Les températures de la région sont traitées à partir de la station climatologique de l'Office National de la Météorologie (O.N.M) à savoir la station de Bordj Bou Arreridj pour une période d'observation allant de 1982 à 1992 et la station de M'sila (1988-2014). Les figures II.3 et II.4 représentent la répartition moyenne mensuelle de la température pour les stations de Bordj Bou Arreridj (BBA) et M'sila.

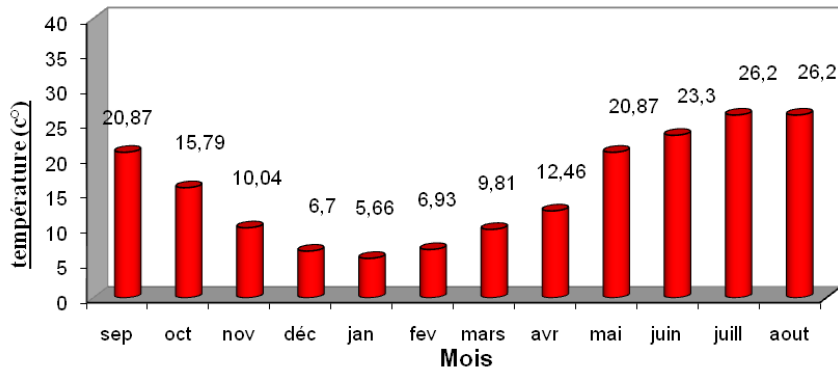


Figure II. 3: Répartition moyenne mensuelle de la température (Station BBA).

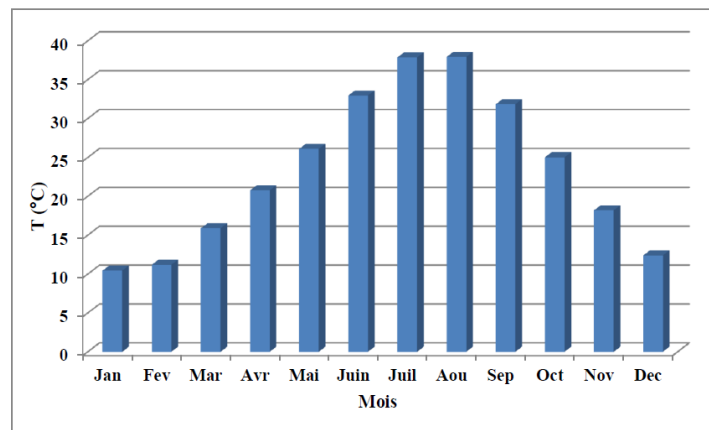


Figure II. 4: Répartition moyenne mensuelle de la température (Station M'sila)

II.2 Caractéristiques morphométriques

Les caractéristiques des bassins versants telles que la surface de drainage, le périmètre, l'indice de compacité de Gravelius et de Horton, coefficient d'allongement, la pente, la densité du drainage, la géologie et les sols, et la végétation sont des facteurs importants affectant divers aspects du ruissellement.

II.2.1. Caractéristiques de formes

II.2.1.1 Surface de drainage

Le terme "surface de drainage" fait référence à la surface horizontale projetée qui se trouve en amont d'un point sur un cours d'eau ou d'oued. La surface est l'une des caractéristiques les plus importantes du bassin versant, qui peut être facilement calculée à partir d'une carte après la délimitation de la ligne de partage des eaux ou bien par la technique de la digitalisation à l'aide d'un système d'information géographique (SIG) comme ArcGIS ou global mapper. Selon la surface de drainage, A, les bassins versants peuvent être classés en quatre classes (Tableau II.1).

Tableau II. 1: Classification des bassins versants selon la superficie (Rodier, 1982)

Surface (km ²)	Classification
A > 1000	Très grand
1000 < A < 100	Grand
100 < A < 5	Moyen
A < 5	Petit

II.2.1.2 Périmètre

Le périmètre d'un bassin versant présente la limite extérieure du bassin qui entoure sa superficie et peut être utilisé comme indicateur de la taille et de la forme des bassins versants. Le bassin Hodna s'étend sur une superficie de 25 830 km² circonscrite par une ligne de division des eaux représentant son périmètre qui est évalué à 1053 Km. (déterminé en utilisant le logiciel ArcGIS).

II.2.1.3 Indice de compacité de Gravelius

Selon M. Gravelius (Loaborde 2000), le comportement de l'écoulement superficiel est influencé directement par la forme de bassin, ainsi on caractérise cette forme par l'indice de compacité de Gravelius (K_G) (figure II. 5). Cet indice est utilisé pour exprimer la relation entre le bassin hydrologique et un bassin circulaire ayant la même superficie que le bassin hydrologique (Bendjoudi et al, 2002). Un bassin circulaire est le plus sensible du point de vue du drainage, car il donnera le temps de concentration le plus court avant que le débit de pointe ne se produise dans le bassin (Nooka Ratnam et al., 2005).

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \approx 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \dots\dots\dots (II.1)$$

Avec :

A : Superficie du bassin-versant (Km²)

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

P : Périmètre du bassin-versant (Km)

K_G : Indice de compacité de Gravelius.

Pour $K_G = 1$ \implies bassin compacte
 $1 < K_G < 1.3$ \implies bassin moins compacte
 $K_G > 1.3$ \implies bassin allongé

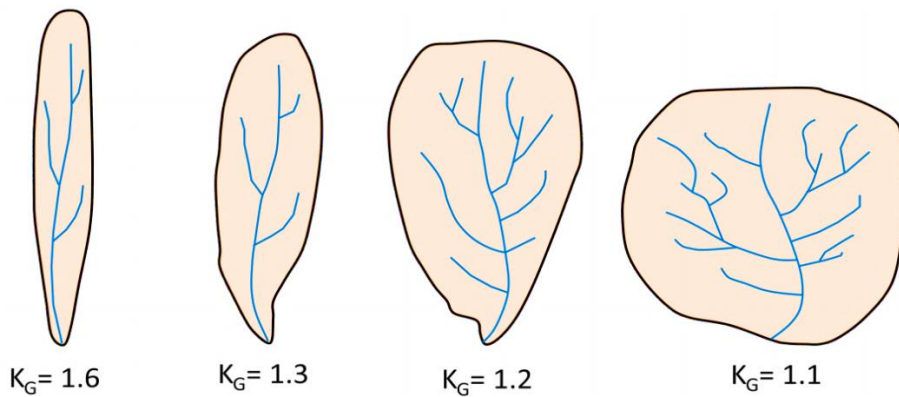


Figure II. 5: Différents types des bassins selon le coefficient de Gravelius.

Plus le K_G est grand, plus le bassin versant sera allongé, plus le temps de concentration sera important d'où la crue sera moins violente. Donc l'indice de compacité est proportionnellement lié au temps de concentration (T_c).

Dans notre cas le bassin-versant possède un $K_G = 1.85 > 1.3$, alors il est de forme relativement allongée.

II.2.1.4 Rectangle équivalent

Pour la comparaison du comportement hydrologique entre deux bassins, la notion du rectangle équivalent est utilisée, il s'agit d'une conversion simplement géométrique pour laquelle le bassin-versant possède un rectangle ayant les mêmes caractéristiques de formes (superficie et périmètre) et par conséquent la même répartition hypsométrique.

La surface et le périmètre du rectangle sont :

$$S = L.l \quad \text{et} \quad P = 2(L + l) \dots \dots \dots (II.2)$$

La largeur l et la longueur L en km sont données par la résolution de P et S :

$$K_G \square = 0.282 \frac{P}{\sqrt{S}} \dots \dots \dots (II.3)$$

De (III.3) et (III.4) on obtient une équation de 2^{ème} degré admet deux solutions L et l :

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

$$L = \frac{K_G \sqrt{A}}{1,12} \left\{ 1 + \sqrt{1 - \left\{ \frac{1,12}{K_G} \right\}^2} \right\} \quad \text{et} \quad l = \frac{K_G \sqrt{A}}{1,12} \left\{ 1 - \sqrt{1 - \left\{ \frac{1,12}{K_G} \right\}^2} \right\} \dots\dots (II.4)$$

Avec : « L » et « l » : la longueur et la largeur du rectangle (km)

A: la surface du bassin (km²).

K_G: l'indice de compacité.

Le tableau II.2 résume les caractéristiques géométriques de bassin versant Hodna.

Tableau II. 2: Caractéristiques géométriques de bassin versant Hodna.

Bassin versant	Surface (km ²)	Périmètre (km)	Indice de compacité KG	Rectangle équivalent	
				Longueur (km)	Largeur (km)
Hodna	25830	1053	1.85	476.76	54.18

II.2.2 Caractéristiques topographiques

L'influence du relief sur les écoulements des eaux se comprend facilement, car de nombreuses variables hydrométéorologiques changent avec l'altitude (précipitations, températures... etc.) et la morphologie du bassin. En plus, la pente du bassin est directement influencée le ruissellement. Les figures ci-dessus montrent la carte topographique (Figure II. 6) ainsi que la vue en trois dimensions pour le bassin versant de Hodna (Figure II. 7).

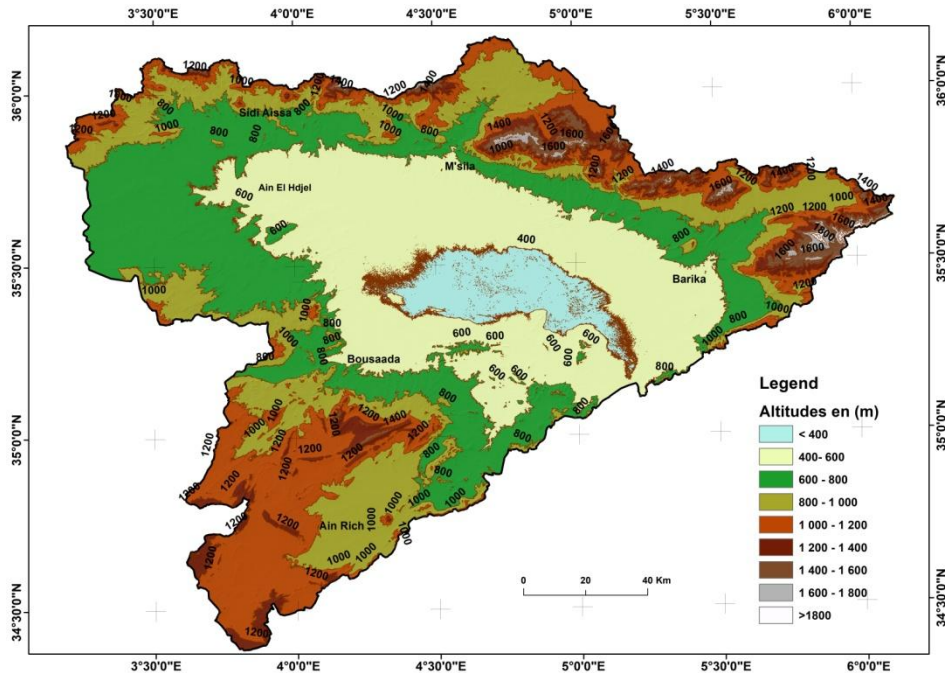


Figure II. 6: Carte topographique du bassin versant de Hodna.

II.2.2.1 Hypsométrie des Bassins

L'analyse hypsométrique traite la relation entre la superficie et l'altitude du bassin afin de comprendre l'influence des changements topographiques (relief) sur les facteurs hydro-climatologiques et géologiques, donc la répartition du bassin versant suivant les tranches d'altitude du bassin est indispensable dans les études hydrologiques.

La répartition des surfaces élémentaires et leur cumule en fonction des altitudes ont été obtenues avec logiciels ArcGIS 10.2 et Global mapper 17.1. Les résultats qui ont été trouvés sont illustrés par la figure II. 8.

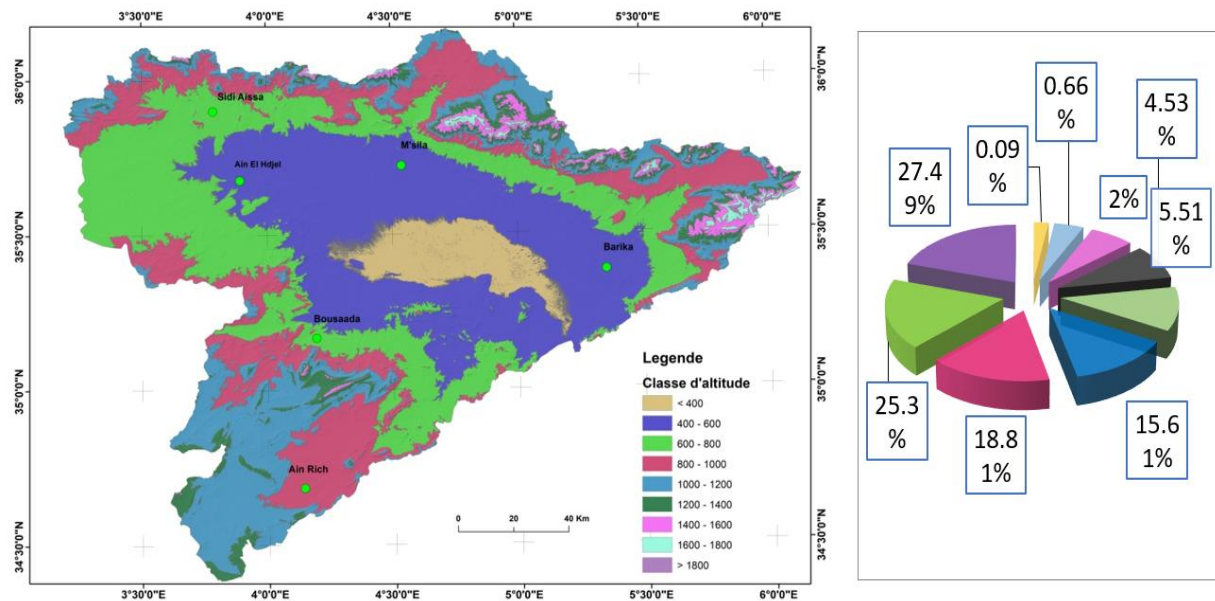


Figure II. 7: Carte hypsométrique du bassin Hodna et répartition en classes d'altitude.

La courbe hypsométrique décrit la distribution des altitudes sur une zone de terrain, qui a été utilisée pour évaluer l'état évolutif des formes de relief.

II.2.2.2 Altitudes caractéristiques

a) Altitudes minimale et maximale ($H_{\max} - H_{\min}$)

Elles sont remportées via les cartes hypsométriques, l'élévation minimale représente le point le plus bas du bassin généralement à l'exutoire, tandis que l'altitude maximale considère le point le plus élevé. Le bassin de Hodna est moyennement accidenté, avec des altitudes qui varient entre 351m et 2157m. Elles sont maximales au sud et minimales au nord (figures II.8).

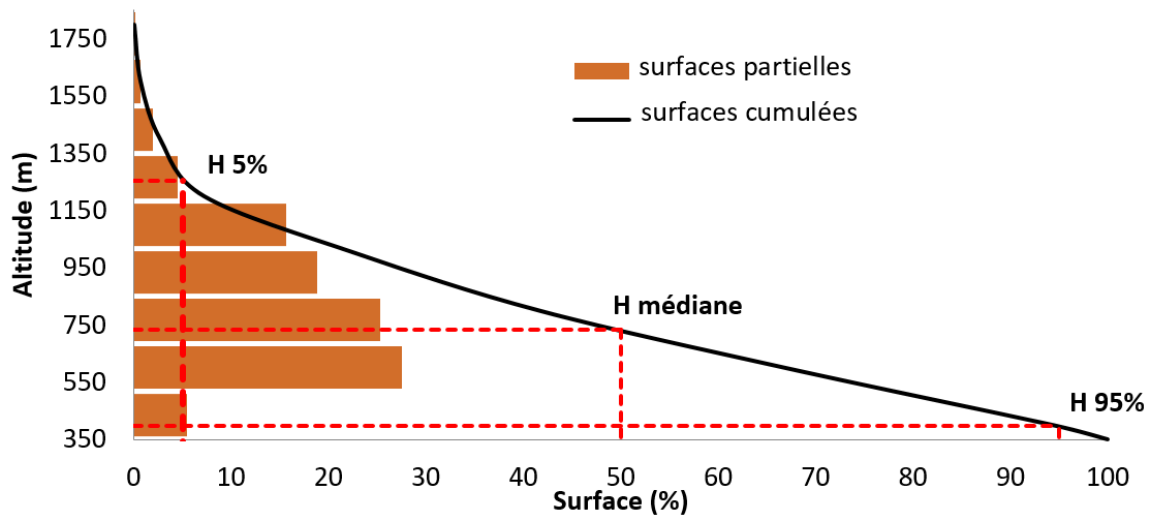


Figure II. 8: Courbe hypsométrique et répartition des surfaces du bassin Hodna.

Donc, les altitudes récapitulatives pour le bassin sont exposées au niveau du tableau II.4.

Tableau II. 4: Altitude caractéristiques du bassin du Hodna

Bassin	H _{min}	H _{moy}	H _{max}	H _{5%}	H _{50%}	H _{95%}
Hodna	351	682	2157	1300	735	396

II.2.2.3 Indices de pente

Les classes de pente (Tableau II.5) sont dérivées sur un modèle numérique de terrain (figure II.10).

Tableau II. 5: classifications des pentes des bassins versants (Rodier, 1982).

Classe	Nature de pente
A	Faible 0 à 3 %
B	Modérée 3 à 12 %
C	Abrupte 12 à 20 %
D	Très abrupte 20 à 35
E	Extrême >35%

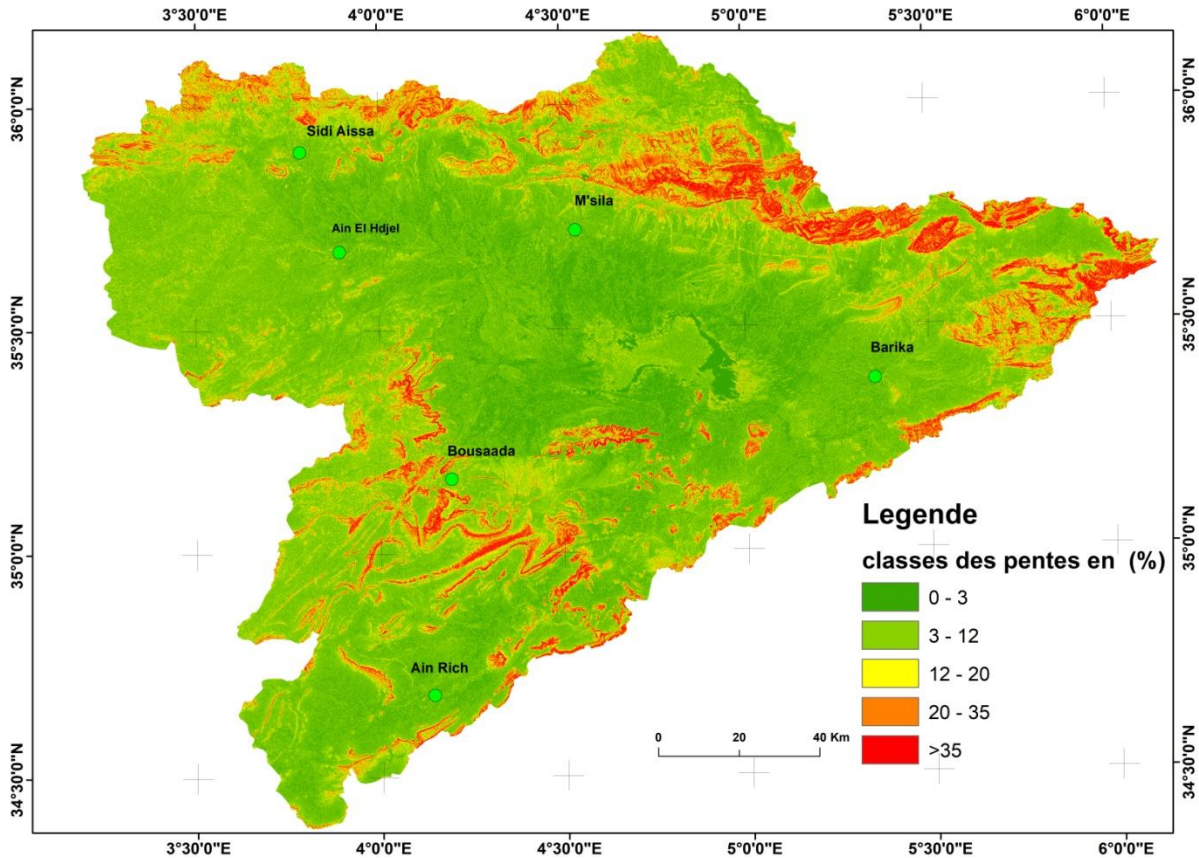


Figure II. 9: Carte des pentes de bassin versant Hodna.

À partir de la figure II.10 et le tableau II.5, on peut déduire que les pentes au niveau du bassin-versant du Hodna sont faible.

a) Pente moyenne du talweg

La pente moyenne du cours d'eau principale définit la vitesse de laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin-versant donc cette variable influence sur le débit observé à l'exutoire. La pente abrupte accélère l'écoulement de surface tandis qu'une pente douce donne à l'eau le temps de s'infiltrer dans le sol. La méthode la plus utilisée pour déterminer la pente moyenne du cours d'eau est de diviser la dénivelée entre les altitudes des points extrêmes du profil par la longueur totale du cours d'eau principale. Elle est donnée par la relation suivante :

$$I_t = \frac{H_{max} - H_{min}}{lp} \dots \dots \dots (II.6)$$

Avec : H_{max} : Altitude maximale (m) ;

H_{min} : Altitude minimale (m) ;

lp : Longueur de talweg principale (km).

b) Indice de pente de roche

Partant d'un modèle de représentation du bassin par un rectangle équivalent, M. Roche a fourni un indice de pente I_p qui tient en compte du facteur de pente sur le régime hydrologique. L'indice de pente I_p permet de déterminer la pente moyenne avec les données réelles du bassin.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L_r}} \sum_{i=1}^n \sqrt{(A_i \cdot H_i)} \dots \dots \dots (II.7)$$

Avec : L_r : Longueur du rectangle équivalent (m) ;

A_i : Surface partielle (%) comprise entre deux courbes d'égaux altitudes consécutives H_i et H_{i+1} .

c) Indice de pente globale I_g

La perception du relief peut être réalisée à travers un indice nommé indice de pente globale I_g , cet indice (I_g) représente dénivelée (D) entre les altitudes $H_{5\%}$ – $H_{95\%}$ donc donne la pente moyenne d'une superficie de 90% du bassin, il est déterminé selon la relation ci-dessous:

$$I_g = \frac{D}{L_r} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L_r} \dots \dots \dots (II.8)$$

Avec : $H_{5\%}$: Altitude de fréquence correspondante au 5% de la surface totale (m) ;

$H_{95\%}$: Altitude de fréquence correspondante au 95% de la surface totale (m) ;

L_r : Longueur du rectangle équivalent (km).

Afin de pouvoir effectuer une comparaison entre les bassins, on calcule l'indice global de pente qui sert de base à la classification proposée par l'ORSTOM, est donné dans le tableau II.6.

Tableau II. 6: Classification de l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer (ORSTOM) du relief à partir de l'indice de pente globale

Classe	Relief	Valeur de I_g
1	Très-faible	$I_g < 0.002$
2	Faible	$0.002 < I_g < 0.005$
3	Assez-faible	$0.005 < I_g < 0.01$
4	Modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
5	Assez-fort	$0.02 < I_g < 0.05$
6	Fort	$0.05 < I_g < 0.1$
7	Très-fort	$0.1 < I_g$

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

d) Dénivelée spécifique (Ds)

La dénivelée spécifique (Ds) permet d'utiliser la classification de l'O.R.S.T.O.M. (tableau II.7) qui donne la possibilité de définir les divers types de relief des bassins versants, quelles que soient leurs superficies. La dénivelée spécifique donne un concept général sur les reliefs du bassin, elle est calculée par la formule suivante :

$$D_s = I_g \times \sqrt{A} = D \times \sqrt{\frac{I}{L_r}} \dots \dots \dots (II.9)$$

Tableau II. 7: Classification du relief à partir de dénivelée spécifique d'après l'ORSTOM.

Classe	Intervalle	Type du relief
R1	Ds < 10	Très-faible.
R2	10 < Ds < 25	Faible.
R3	25 < Ds < 50	Assez-faible.
R4	50 < Ds < 100	Modéré.
R5	100 < Ds < 250	Assez-fort.
R6	250 < Ds < 500	Fort.
R7	Ds > 500	Très-fort.

Les indices de pente du bassin versant Hodna sont présentés dans le tableau II. 8.

Tableau II. 8: Résultats de calculs des indices de pente de bassin Hodna

Paramètres	Symboles	Unités	Hodna
Pente moyenne du talweg	I _t	m/Km	24.67
Indice de pente de Roche	I _p	%	1.001
Indice de pente globale	I _g	m/Km	1.9
Dénivelée spécifique	Ds	m	304.79
Type de relief	/	/	Relief fort

Selon le tableau II.8 de classification de l'ORSTOM, on peut conclure que pour le Bassin de Hodna I_g = 1.9 est supérieure à 0,1 donc le relief est très fort.

II.2.3.4 Réseaux hydrographiques

II.2.2.4 Hiérarchisation du réseau

La ramification d'un cours d'eau est établie en utilisant un système de numérotation à chaque tronçon du cours d'eau selon son importance. D'après la classification de Schumm Strahler (1957). Le système d'ordre des cours d'eau de Strahler (1952) a été suivi en général en raison

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

de sa simplicité où les plus petits cours d'eau du bout des doigts non ramifiée sont désignés comme cours d'eau d'ordre 1, la confluence de deux affluents d'ordre 1 résulte un cours d'eau d'ordre-2. Deux cours d'eau d'ordre 2 s'aboutissent à un cours d'eau d'ordre 3. Lorsque deux cours d'eau d'ordre différent se rejoignent, l'ordre supérieur est maintenu. Un bassin versant dans l'ordre du plus élevé de ses affluents, qui correspond à celui de l'affluent principal. La figure II. 11 montres la carte du réseau hydrographique pour le bassin du Hodna.

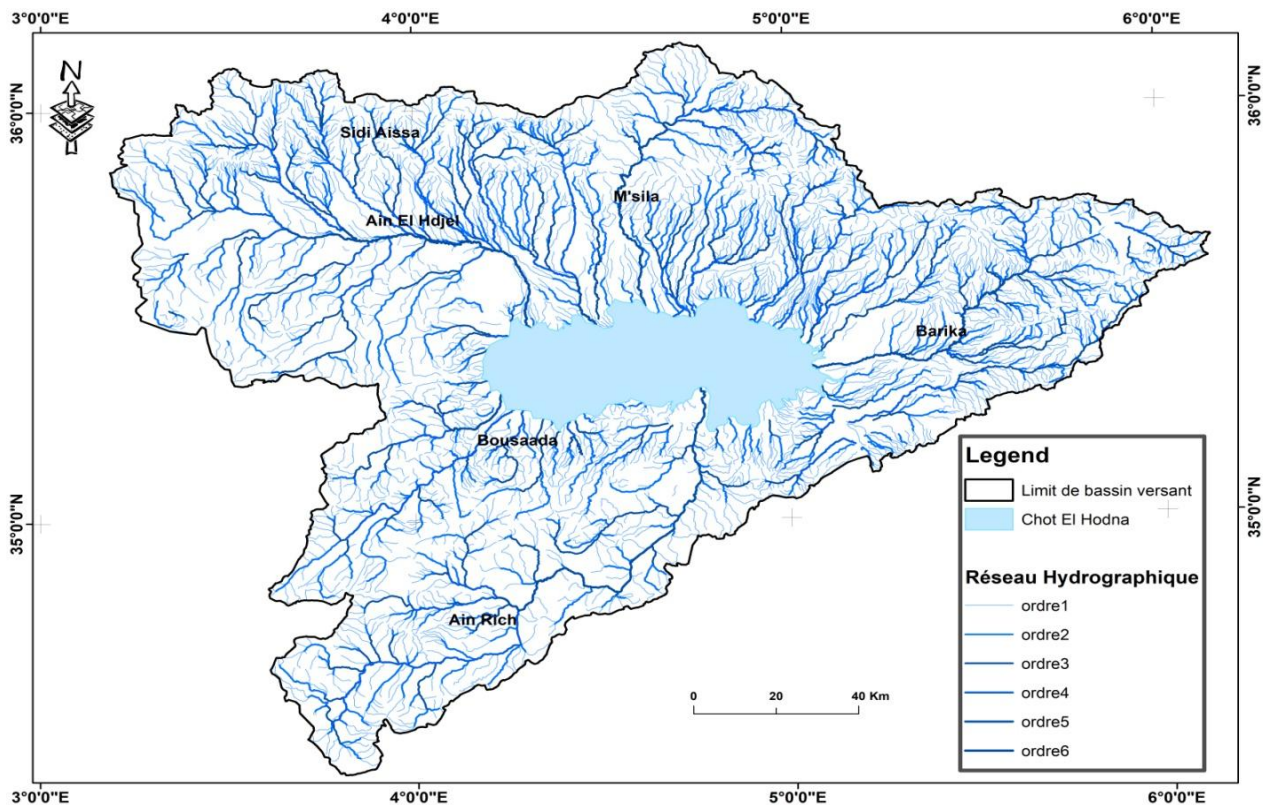


Figure II. 10 : Classification réseau hydrographique du bassin versant du Hodna.

II.2.2.5 Paramètres hydrographiques

a) Densité de drainage (Dd)

La densité de drainage est la longueur totale des cours d'eau par unité de surface, elle reflète la dynamique du bassin peut être utilisé comme meilleur indice disponible pour décrire la réponse du réseau hydrographique d'un bassin. La densité de drainage, utilisée pour la première fois par Horton (1945), a été largement utilisée dans les études hydrologiques. Comme Gray (1965) l'a noté «Le modèle et la disposition du cours d'eau déterminent l'efficacité du système de drainage du bassin. D'autres facteurs étant constants, le temps nécessaire pour que l'eau s'écoule sur une distance donnée est directement proportionnel à la longueur ». Chorley et Morgan (1962) ont conclu que le ruissellement maximal, qui peut

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

reflète des précipitations de forte intensité, sont fonction de la densité du drainage. Elle est exprimée en Km/Km² et donnée par la formule suivante :

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n l_i}{A} \dots \dots \dots (II. 10)$$

Avec :

Dd : Densité de drainage (Km/Km²).

$\sum_{i=1}^n l_i$: Longueur totale de tous les cours d'eau du bassin-versant (Km).

n : L'ordre le plus élevé dans la classification. (n=4)

A : Superficie du bassin en Km².

b) Coefficient de torrentialité (C_t)

Il s'agit d'un coefficient qui considère à la fois la densité des cours d'eau élémentaires en fonction de la densité de drainage

$$C_t = D_d \times F_1 \dots \dots \dots (II. 11)$$

Avec :

Dd : Densité de drainage en Km/Km².

F_1 : Fréquence des cours d'eau élémentaires d'ordre 1 : $F_1 = N_1/A$ (Km⁻²).

c) Rapport de confluence (R_C)

L'expression est la suivante

$$R_C = N_n/N_{(n+1)} \dots \dots \dots (II. 12)$$

Avec :

N_n : Nombre de cours d'eau d'ordre n.

d) Rapport des longueurs (R_L)

L'expression est la suivante

$$R_L = L_{n=1}/L_n \dots \dots \dots (II.13)$$

Avec : L_n : Longueur des cours d'eau d'ordre n (km)

e) Temps de Concentration

Le temps de concentration (T_C) des eaux pour un bassin se définit comme la plus grande durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point du

bassin et l'exutoire de ce dernier (SCS, 1971). Théoriquement, on estime que t_c est la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement. Pratiquement le temps de concentration peut être déduit à partir des mesures de terrain ou s'estimer à l'aide de formules empiriques. Nous utiliserons dans notre travail, les formules empiriques le plus utilisées dans le nord de l'Algérien.

1. Formule de Ventura

$$T_c = 0.1275 \times \frac{\sqrt{S}}{\sqrt{I_{BV}}} \dots\dots\dots (II.14)$$

Avec : S : Surface du bassin versant (Km²) ; I_{BV} : est la pente du bassin versant (m/m).

2. Formule de Giandotti

La formule de GIANDOTTI est donnée par la formule suivante :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5L_{cp}}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \dots\dots\dots (II. 15)$$

Avec : T_c : Temps de concentration (h) ; L_{cp} : Longueur du cours d'eau principal (Km) ; S : Surface du bassin versant (Km²) ; H_{moy} : Altitude moyenne du bassin versant (m) ; H_{min} : Altitude minimale du bassin versant (m).

3. Formule de Solovsky

$$T_c = 4 \times \left[\frac{(S_{BV} \times L_{cp})^{0.333}}{\sqrt{I_{BV}}} \right]^{0.75} \dots\dots\dots (II. 16)$$

Avec :

T_c : Temps de concentration (h) ; L_{cp} ; Longueur du thalweg principal (Km) ; S_{BV} : Superficie du bassin versant (km²) ; I_{BV} : Pente du bassin versant (m/km).

Les temps de concentration obtenus par les formules VENTURA, GIANDOTTI et SOLOVSKY sont, respectivement, 38.45 heures, 30.97 heures et 32.78 heures. Nous adoptons ainsi, la valeur estimée par la formule de GIANDOTTI, qui est non seulement recommandée pour les grands bassins versants mais aussi donne le temps de concentration minimum par rapport aux deux autres formules. Le tableau II. 1 récapitule les résultats de calculs des caractéristiques morphologiques du bassin versant Hodna.

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

Tableau II. 9: Synthèse des caractéristiques morphologiques du bassin versant Hodna

Paramètre	Symbole	Unité	Hodna
Superficie	A	Km ²	25830
Périmètre	P	Km	1053
Indice de compacité	Kc	/	1.85
Coefficient d'allongement	Ca	/	20.82
Longueur de rectangle équivalent	Lr	Km	476.76
Largeur de rectangle équivalent	Ir	Km	54.18
Longueurs du talweg principal	Lp	Km	73.21
Pente moyenne de talweg	Ipm	m/m	24.67
Indice de pente de roche	Ip	m/km	1.001
Indice de pente-globale	Ig	m/km	1.9
Dénivelé-spécifique	Ds	/	304.79
Altitude moyenne	Hmoy	m	682.36
Altitude maximale	Hmax	m	2157
Altitude minimale	Hmin	m	351
Densité de drainage	Dd		0.64
Coefficient de torrentialité	C _t		0.062
Rapport de confluence	R _C	/	4.04
Rapport des longueurs	R _L	/	1.82
Temps de Concentration	T _c	Heure	31
Relief			Assez forte

II.3. Géologie et lithologie

Le choc frontal de l'Atlas Saharien et l'Atlas Tellien au niveau des Aurès au début du Miocène a permis la formation du bassin endoréique hodnéen, qui à la fin de la période du Miocène et pendant le Quaternaire s'est rempli par les cours d'eau, constituant une plaine alluviale (Grine, 2009) comme illustre la figure II.11.

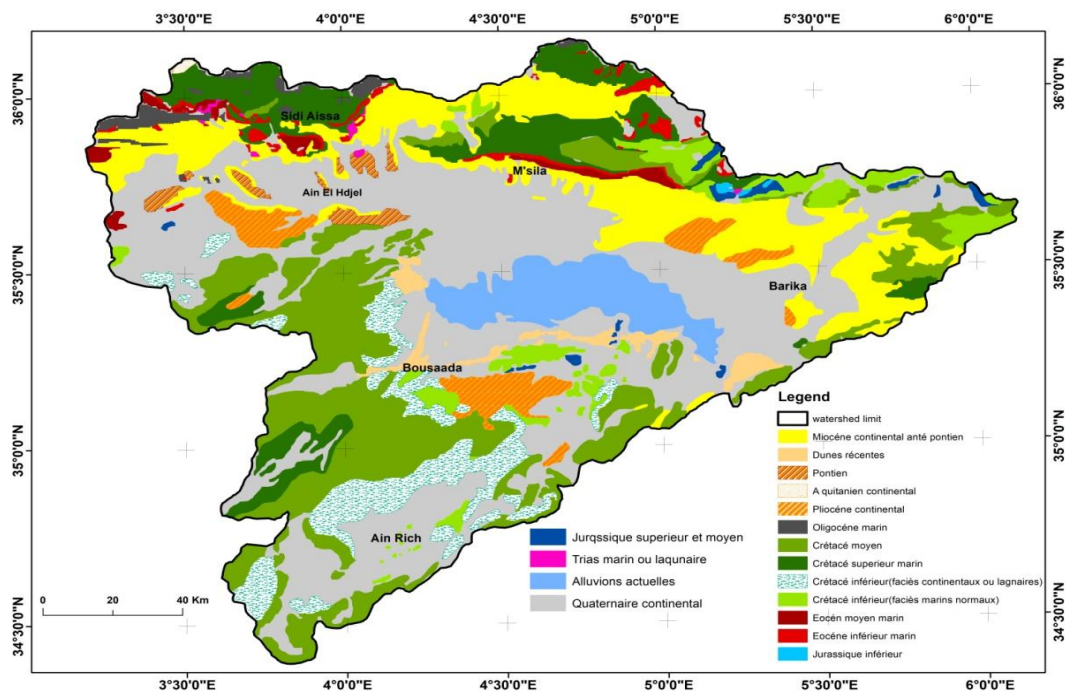


Figure II. 11: Schéma lithologique du bassin Hodna (GRINE, 2009).

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

D'après le schéma lithologique (figure II.11), la zone d'étude serre les ensembles suivants :

- Au Nord, les anticlinaux du Mâadid et du Medjez font partie de la rangée de structures orientées Est Ouest. Le Djebel Mâadid qui culmine à 1863 m, présente un anticlinal dissymétrique avec une voûte effondrée. Les pendages sur le flanc Sud varient de la verticale avec un léger déversement, en s'affaiblissant progressivement vers le revers Nord.
- A la limite orientale de la zone d'étude, à 500 m d'altitude environ, l'anticlinal de Chott El Hammam orienté Nord Est-Sud-Ouest, semble se prolonger sous le chott. Entre ces deux structures anticlinales vient s'insérer un synclinal qui s'étend sous la plaine de M'sila où la subsidence Eocène puis Néogène a été maximale (Guiraud, 1969).

II.3 Présentation des données

II.3.1 Observation

Les données pluviométriques à échelle journalière de vingt-trois (23) stations pluviométriques proviennent de la banque de données de l'O.N.M et de l'A.N.R.H. Le positionnement de ces stations météorologiques est donné dans la figure (Figure II. 12).

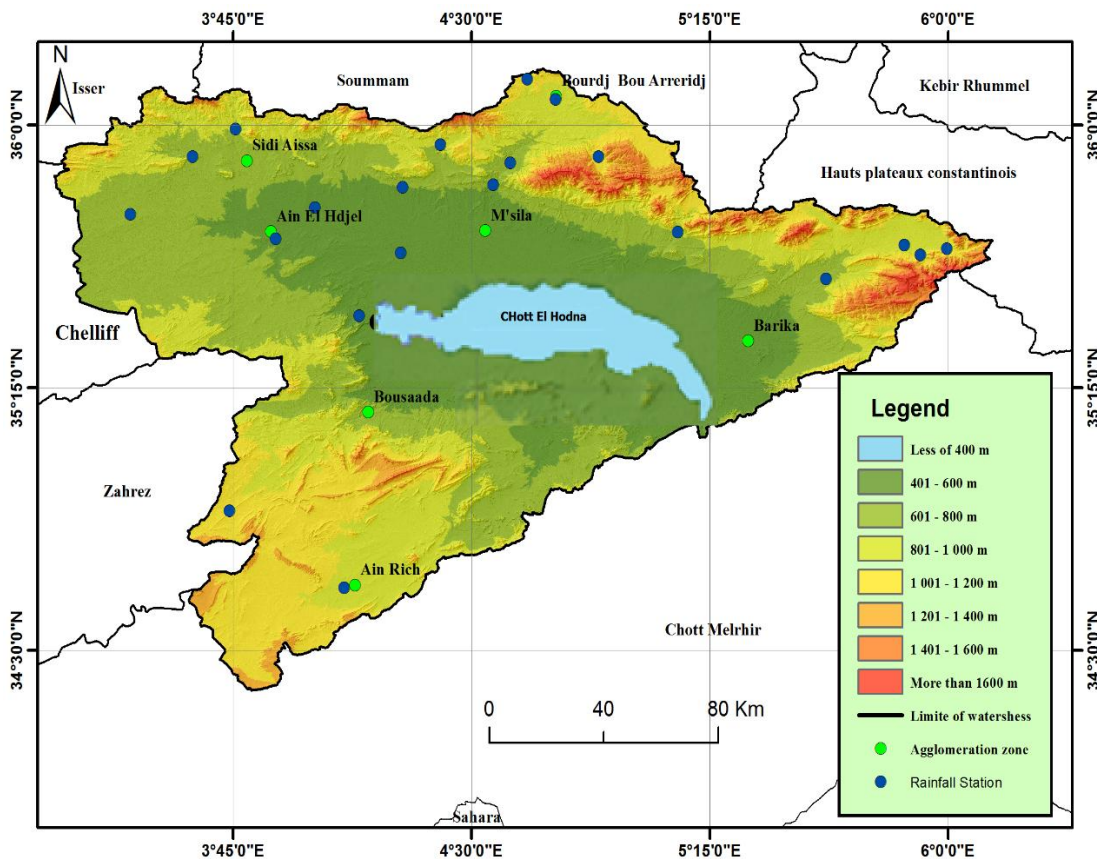


Figure II. 12: Positionnement des stations météorologiques utilisées dans l'étude.

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

Pour chacune de ces vingt-trois (23) stations, après le comblement de lacunes nous avons procédé à l'analyse des séries pluviométriques suivantes :

- À l'échelle mensuelles, des séries des précipitations maximales mensuelles constituées de précipitations journalières les plus élevées (de septembre à août) mesurées chaque jour pendant la période 1960-2013.
- On constitue par la suite des séries de 10 indices climatiques extrêmes à savoir : total annuel des pluies ; la lame maximale des précipitations d'un jour (Rx1day), cumul maximal des précipitations de 5 jours ; jours très-pluvieux ; jours extrêmement-pluvieux ; jours secs consécutifs et jours pluvieux consécutifs

Quant aux indices climatiques des oscillations atmosphériques globales, nous avons retenu quatre (04) indices dont l'influence sur les extrêmes de précipitations dans le bassin méditerranéen a été déjà confirmée par plusieurs auteurs :

- L'oscillation nord-atlantique (NAO). Cet indice climatique mesure la variation de la pression au-dessus du bassin océanique de l'Atlantique Nord. Il est exprimé par la différence de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande), en prenant la variation de l'écart de pression entre ces deux points par rapport à la moyenne ;
- L'oscillation australe/El Nino (ENSO). C'est un phénomène océano-atmosphérique qui mesure des fluctuations à grande échelle de la pression atmosphérique et de la température des eaux de surface du bassin Pacifique Tropical dans l'hémisphère Sud. Ses impacts climatiques affectent tout le globe. Il est calculé à partir de la différence de pressions mesurées aux de Tahiti et de Darwin ;
- L'oscillation méditerranéenne (MOI). Elle mesure la variabilité barométrique, thermique et pluviométrique entre les extrémités du bassin méditerranéen. L'indice associé à ce phénomène est calculé à partir de la différence de pression normalisée entre Alger et le Caire ;
- L'oscillation ouest méditerranéenne (WMO). Elle mesure la différence de pression entre les régions du nord de la péninsule italienne et le sud-ouest de la péninsule ibérique. Son indice est calculé via la variation de pressions mesurées aux stations de Padoue (nord de l'Italie) et San Fernando (sud-ouest de l'Espagne).

II.3.2 Simulation du modèle climatique régional et méthodes de correction des biais

Afin d'estimer l'effet des changements climatiques sur les précipitations maximales probables au niveau des 23 stations pluviométriques, les données des précipitations journalières simulées du modèle climatique régional de Rossby Centre (RCA4) piloté par le modèle de circulation générale océan-atmosphère (MPI-ESM-LR) de la Phase 5 du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5), disponibles dans le cadre du projet CORDEX, ont été extraites pour chacune de stations pour la période 1960-2100 (Jones et al. 2011). Ce modèle a été jugé par Zeroual et al (2019) et Bouabdelli et al (2020) satisfaisants pour le nord de l'Algérie par rapport aux autres 15 GCM utilisées dans le cadre de l'initiative CORDEX-Africa.

L'ensemble des données simulées, qui s'étendent de 1960 à 2100, comprend une période historique (1960-2005) et deux périodes de projection (2022-2067 et 2055-2100). La période de projection a été forcée par deux scénarios de forçages radiatifs "Representative Concentration Pathways" (RCPs) RCP4.5 et RCP8.5.

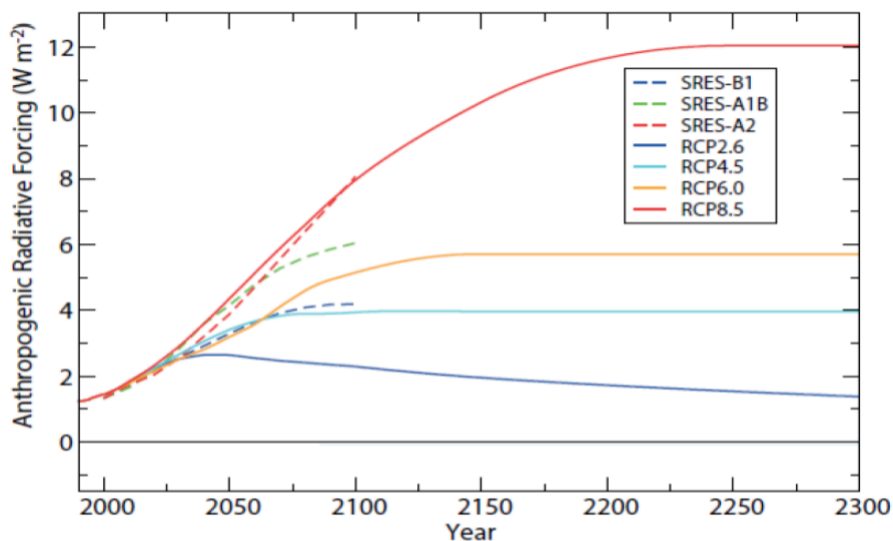


Figure II. 13 : Évolution des scénarios de forçage radiatif anthropogénique entre 2000 et 2300 et comparaison des scénarios du quatrième (SRES) et cinquième (RCPs) rapports de GIEC (IPCC 2013).

Les données extraites du modèle climatique RCA4-MPI-ESM-LR (précipitations journalières) diffèrent des données observées au niveau des 23 stations pluviométriques en raison de la conceptualisation imparfaite et de la moyenne spatiale dans les cellules de la grille (Teutschbein and Seibert 2012). Ainsi, la correction des biais entre les valeurs simulées par les modèles climatiques et les valeurs observées est nécessaire afin d'améliorer la précision

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

des études hydrologiques. De nombreux algorithmes d'ajustement des biais ont été décrits dans la littérature pour éliminer les erreurs systématiques des modèles au cours des dernières années. Ces algorithmes ont conçu pour ajuster une des propriétés statistiques de la variable climatique à savoir : la moyenne, la variance, les quantiles, le nombre de jours de pluies ...etc. Dans notre travail, nous utiliserons la méthode Quantile delta mapping QDM développée par Cannon et al. (2015).

II.4 Indices des extrêmes des précipitations

Les analyses des extrêmes pluviométriques ont été rendues accessibles grâce au calcul des indices. Même s'il existe de nombreux indices climatiques (27 définis par l'Expert Team on Climate Change Detection Indices (ETCCDI)) (Zhang et Feng 2004), seulement 10 indices pluviométriques seront utilisée dans le cadre de notre étude. Le choix de ces indices a été fait pour mettre en évidence les événements pluvieux extrêmes et leur fréquence d'une part et d'autre part, comparer entre leurs variations dans trois zones climatiques du bassin Hodna. Les abréviations, les noms et les définitions de ces indices sont présentés dans le Tableau II.10. Cette méthode d'analyse est communément utilisée pour l'étude des événements extrêmes.

Tableau II. 10:Indices des extrêmes de pluie.

	Identification	Nom de l'indice	Définition	Unité
01	PRCPTOT	Total annuel des pluies	Précipitations totales annuelles des jours pluvieux (RR $\geq 1,0$ mm)	mm
02	RX1day	Hauteur maximale des Précipitations d'un jour	Précipitation totale maximale d'un jour pluvieux	mm
03	RX5day	Cumul maximal des précipitations de 5 jours	Précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année	mm
04	R10mm	Jours de précipitations supérieures à 10 mm	Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 10 mm	jour
05	R20mm	Jours de précipitations supérieures à 20 mm	Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 20 mm	jour
06	R95p	Jours très pluvieux	Précipitation totale annuelle avec précipitation > 95 e percentile	mm
07	R99p	Jours extrêmement pluvieux	Précipitations totales annuelles avec les précipitations > 99 e percentile	mm
08	CDD	Jours secs consécutifs	Nombre maximal des jours consécutifs avec précipitations journalières < 1 mm	jour
09	CWD	Jours pluvieux consécutifs	Nombre maximal de jours consécutifs avec des précipitations journalières ≥ 1 mm	jour
10	SDII	Indice d'intensité journalière simple	Précipitations annuelles totales divisées par le nombre de jours humides	(mm/jour)

II.5 Analyse de la tendance

Après avoir analysé la variabilité de l'évolution spatiale des séries chronologiques des indices des extrêmes des précipitations dans les 23 stations, nous procéderons à l'analyse de la variabilité temporelle selon les deux étapes ci-après : dans le premier temps, la présence de rupture dans les séries temporelles des indices seront vérifiées en utilisant le critère statistique non-paramétrique de Pettitt (Pettitt, 1979), après vérification de leur autocorrélation (le premier coefficient d'autocorrélation "lag-1"). Si le coefficient d'autocorrélation serial lag-1 est significatif au niveau de 5 %, alors la procédure modifier et corriger de la tendance sans pré-blanchiment (TFPWcu) du test de Pettitt est utilisée. Cette procédure a été suggérée par Serinaldi et Kilsby (2016) pour éliminer les effets d'autocorrélation dans les séries temporelles. Sinon, le test de Pettitt original est appliqué pour détecter le point de changement dans les séries chronologique des indices. Dans la deuxième étape, nous avons appliqué le test original non paramétrique de Mann-Kendall (MK) et sa forme modifiée (MMK) (Hamed et Ramachandra Rao 1998) pour évaluer l'importance des tendances existantes dans la variabilité à long terme des indices. Il convient de noter que dans le test MK, les données sont supposées indépendantes et ordonnées de manière aléatoire, ce qui peut conduire à des résultats erronés en cas de présence de corrélation sérielle (Hamed et Ramachandra Rao 1998). Même en l'absence de tendance dans la série chronologique, l'autocorrélation positive augmenterait la probabilité d'une réponse significative. Diverses études se sont penchées sur ce problème afin de trouver une approche appropriée qui tient en compte l'importance de l'autocorrélation dans les données. Certains auteurs ont suggéré de modifier les données elles-mêmes en utilisant la procédure de préblanchiment (Storch et Navarra, 1995), l'approche du préblanchiment sans tendance (TFPW) (Yue et al., 2002) et le préblanchiment sans tendance corrigé et sans biais (TFPWcu) (Serinaldi et Kilsby, 2016). D'autres ont suggéré la correction de la variance du test de Mann-Kendal en utilisant une formule empirique (Hamed et Ramachandra Rao, 1998) et des simulations de Monte Carlo (Yue et Wang, 2004).

II.5.1 Pettitt test

Le test non paramétrique du point de rupture de Pettitt est appliqué pour détecter les changements dans les séries temporelles (Pettitt, 1979). Ce test a été appliqué pour discerner un seul point de rupture dans les séries hydrologiques et climatiques avec des données continues (Yue et al., 2002). Le test de Pettitt considère qu'une série temporelle d'une séquence de variables aléatoires X_t avec $t = 1, 2, \dots, T$, a un point de changement à l'instant T si les valeurs de X_t for $t = 1, 2, \dots, \tau$ ont la fonction de densité cumulative (FCD) $F_1(x)$, et les

Chapitre II : Présentations de la zone d'étude et méthodes

valeurs de X_t pour $t = \tau + 1, \tau + 2, \dots, T$ ont la FCD $F_2(x)$ et $F_1(x) \neq F_2(x)$, avec la seule hypothèse que les deux FCD sont continués. L'hypothèse-nulle H_0 , qui suppose qu'il n'y a pas de changement dans la série chronologique X_t , est testée vis-à-vis de l'hypothèse alternative (H1) de point de changement en utilisant la statistique non paramétrique définie comme suit :

$$K_T = \max |U_{t,T}| \dots \dots \dots (II.17)$$

Où $U_{t,T}$ est définie comme la fonction de signe (sgn) entre la différence de chaque paire de valeurs des deux séquences X_i et X_j :

Avec la fonction de signe : $\text{sgn}(y)=1$ si $y>0$, 0 si $y=0$, -1 si $y<0$.

Le point de changement de la série est situé à K_T , à condition que la statistique non paramétrique soit significatif.

La probabilité de signification (p) associée à la valeur K_T est approximativement donnée par :

$$p \approx 2 \exp\left(\frac{-6 K_T^2}{T^3 + T^2}\right) \dots \dots \dots (II.18)$$

Lorsque p est inférieur à la probabilité de signification spécifique, par exemple $p = 0,05$ dans cette étude, l'hypothèse nulle est rejetée.

II.5.2 Test de Mann-Kendall (MK)

Selon Mann (Mann 1945) et Kendall (Kendall 1975) ce test non paramétrique, basé sur le rang, permet de déterminer si la corrélation entre le temps et la variable analysée est significative ou pas. Soit x_1, x_2, \dots, x_n une série de valeurs indépendantes relatives à une variable aléatoire X dont on cherche à évaluer la stationnarité ou la tendance à long terme. La statistique de Mann-Kendall est définie comme suit :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sig}(X_i - X_j) \dots \dots \dots (II.19)$$

Où X_i et X_j sont les valeurs continues des données et n la taille de l'échantillon. La statistique du test est calculée en dénombrant, pour tous les couples $(X_i - X_j)_{i<j}$, le nombre de cas où la seconde valeur est plus grande que la première, et le nombre de cas où la seconde valeur est plus basse que la première, et ensuite faire la différence entre ces deux valeurs. La présence d'une tendance significative est estimée à partir de la valeur du *score* Z :

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{si } S > 0 \\ 0 & \text{si } S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{var}(S)}} & \text{si } S < 0 \end{cases} \dots \dots \dots (II.20)$$

Une valeur positive (ou négative) du score Z indique une tendance à long terme ascendante (ou descendante) et sa significativité est comparée à la valeur critique ou seuil de significativité du test. Les valeurs critiques du score Z au niveau de confiance de 95% sont -1,96 et +1,96 de l'écart-type. La p-value associée à un niveau de confiance de 95% est 0,05. Si le score Z est compris entre -1,96 et 1,96, p-valeur sera supérieure à 0,05, l'hypothèse nulle ne peut être rejetée.

II.5.3 Test de Mann-Kendall modifié (MMK)

Le test de Mann-Kendall (Kendall, 1975 ; Mann, 1945) est un test de tendance non paramétrique couramment utilisé. Cependant, l'hypothèse nulle correspond au cas où les données sont indépendantes et aléatoires. Hamed et Ramachandra Rao, (1998) ont révélé que l'autocorrélation déforme les tendances dans les séries chronologiques autocorrélées. L'existence d'une autocorrélation positive dans les données augmente la probabilité de détecter une tendance alors qu'elle n'existe pas en réalité, tandis qu'une autocorrélation négative diminue la probabilité de détecter une tendance significative. Par conséquent, une formule empirique a été établie [Hamed et Ramachandra Rao, \(1998\)](#) pour éliminer l'influence de l'autocorrélation dans la série chronologique.

II.6 Analyse canonique de corrélation

Enfin, à la dernière étape, l'analyse canonique de corrélation (ACC) entre les indices climatiques extrêmes et les indices des oscillations atmosphériques globales (OAG) (NAO, WeMOI, SOI et AMO) sera appliquée. La CC est une méthode largement utilisée en climatologie et en hydrologie pour analyser la corrélation entre deux groupes de variables : un groupe de variables indépendantes et un autre groupe de variables dépendantes. Dans le cas de notre étude, le groupe de variables indépendantes est constitué des quatre (04) indices climatiques et celui des variables dépendantes, par sept Indices des extrêmes des précipitations journalières. Les principes fondamentaux de cette méthode sont présentés dans Afifi and Clark (Afifi and Clark 1996).

II.7 Analyse fréquentielle des précipitations extrêmes

Les échantillons des séries chronologiques précipitations mensuelles maximales de 23 stations pluviométriques du bassin versant du Hodna ont été utilisés pour l'analyse fréquentielle. Elles ont été ajustés à l'aide de cinq lois de distribution (probabilité) : 1) Gumbel 2) log-normal (2 paramètres) ; log-normal (3 paramètres) ; Log-Pearson type III et la loi Loi d'extremum généralisée.

II.7.1 Choix du modèle fréquentiel

La validité des résultats pour une analyse fréquentielle dépend du choix du modèle fréquentiel et plus spécialement de son type. Il existe plusieurs façons de rendre ce choix plus simple, mais il n'y a pas de méthode universelle et faillible.

À partir de l'échantillon de n observations, l'histogramme de fréquence d'apparition, la courbe de fréquence cumulée de non-dépassement sont construits. Si le nombre n devient grand, on cherche la loi de distribution de la population. La fréquence devient densité de probabilité.

II.7.1.1 La loi de Gumbel

La loi de Gumbel est très mondialement utilisée afin de déterminer la distribution de valeurs extrêmes. Par ailleurs, la loi double exponentielle présente la forme limite de la distribution de la valeur maximale pour un échantillon de longueur n. Le maximum annuel d'une variable étant considéré comme le maximum de 365 valeurs journalières, cette loi doit ainsi être capable de décrire les séries de maxima annuels.

La fonction de répartition est définie par :

$$F(x) = e^{-e^{-\frac{(x-\beta)}{\alpha}}} \dots \dots \dots (II. 21)$$

La variable réduite u de Gumbel est:

$$u = \frac{x-\beta}{\alpha} \dots \dots \dots (II. 21)$$

D'où :
$$F(x) = e^{-e^{-u}} \dots \dots \dots (II. 23)$$

Où α et β présentent les paramètres de la loi. La variable α est un paramètre caractéristique de la dispersion, β présente le mode (la valeur la plus probable).

Le calcul des paramètres peut être estimé à l'aide de la méthode des moments :

$$\alpha = 0.78 \cdot s \dots \dots \dots (II. 24)$$

$$\beta = \bar{x} - 0.45 \cdot s \dots \dots \dots (II. 25)$$

Où : S est l'écart type de l'échantillon ; \bar{x} est la moyenne de la série.

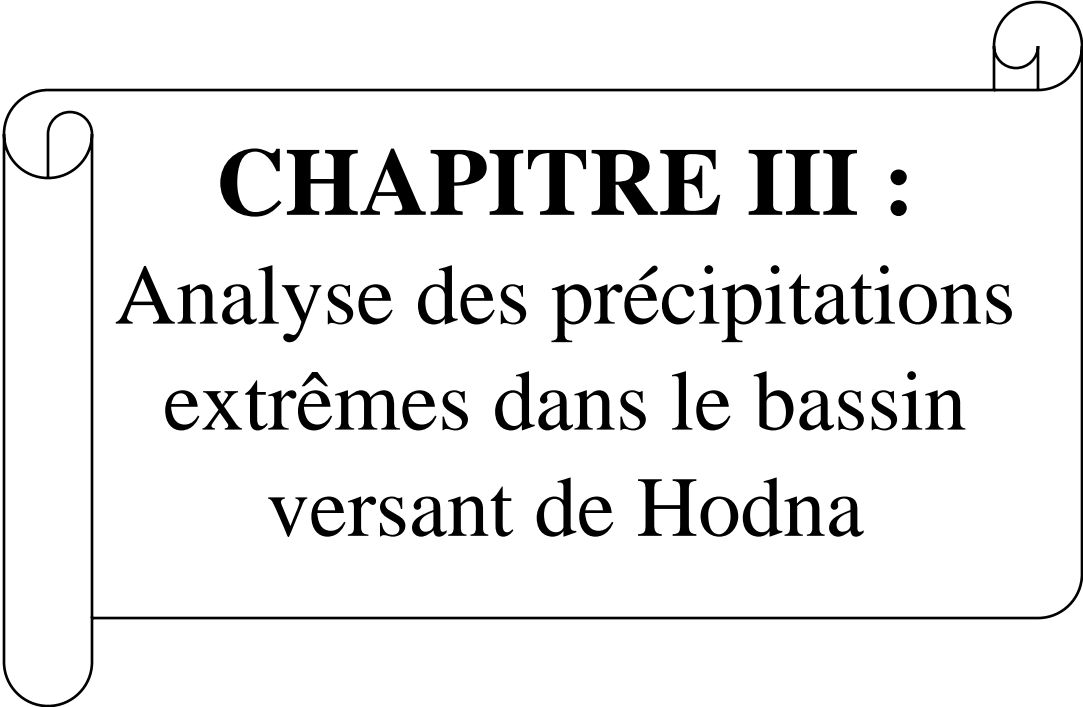
La variable réduite u de Gumbel se calcule par :

$$u = -\log(-\log(F(x))) \dots \dots \dots (II. 26)$$

$F(x)$ est la probabilité au non-épassement

II.8 Conclusion

La méthodologie utilisée pour étudier le risque des événements extrêmes dans le bassin et la détermination de la crue maximale probable dans le bassin-versant de Hodna sous l'effet du changement climatique a été détaillée dans le présent chapitre. L'effet du dérèglement du climat sur les événements extrêmes (Indices des extrêmes des précipitations) peut être étudié en utilisant les données climatiques (Précipitations journalières) issues des sorties du modèle climatique régional CORDEX-Africa couplé avec un modèle climatique global et sous deux scénarios futurs RCP4.5 et RCP8.5. Les événements de précipitations extrêmes peuvent être étudiés via des indices climatiques traduisant les pluies annuelles totales, leurs fréquences et leurs extrêmes. Le lien entre les indices climatiques extrêmes et les indices climatiques des oscillations atmosphériques globales (OAG) (NAO, WeMOI, SOI et MOI) sera effectué par l'analyse canonique de corrélation (ACC). La construction des courbes d'enveloppe mensuelles, qui fournissent une relation entre la période de retour et les valeurs mensuelles des précipitations extrêmes est basé seulement sur les fonctions de densité de probabilité et les précipitations maximales mensuelles. Enfin, les caractéristiques morphologiques du bassin versant et les précipitations maximales probables calculées au niveau de 23 stations seront utilisées pour établir un abaque de calcul de la crue maximale probable en fonction des précipitations maximales probable dans au niveau de la station météorologique.



CHAPITRE III :
Analyse des précipitations
extrêmes dans le bassin
versant de Hodna

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Introduction

De nombreuses études ont été menées sur le climat de l'Algérie ; néanmoins, elles sont peu importantes par rapport à la vulnérabilité de l'Algérie aux effets néfastes du changement climatique. Selon le rapport de l'indice global de risque climatique (IGRC), l'Algérie fait partie non seulement des pays les plus vulnérables aux événements extrêmes, mais aussi sa vulnérabilité ne cesse d'augmenter au cours des années. Le rapport souligne que l'Algérie est une région qui a subi de nombreux événements destructeurs, des crues et des inondations éclair entre la période 1999-2018, faisant de ces événements les catastrophes naturelles les plus destructrices de la région du Nord (Kastali et al, 2020). Par exemple, les inondations de Tizi-ouzou du 31 mars 1974, qui a entraîné 52 morts, 4570 maisons détruites et des dégâts matériels évalués à 27 millions de DA (Kastali et al, 2020). Les inondations du 10 novembre 2001 à Alger (Bab El Oued), qui ont été considérées comme l'une des catastrophes naturelles les plus meurtrières jamais enregistrées en Algérie, avec un bilan de près de 680 morts, 30000 sinistrés et des dégâts matériels de 250 millions d'euros (Llasat et al. 2010).

Les précipitations et les sécheresses dans toute la planète sont fortement associées aux indices climatiques par le biais des connexions ou téléconnexions atmosphériques (Jamro et al., 2019 ; Naz et al., 2020). Partout dans le monde, ces indices climatiques associent des régions proches le biais de grandes échelles, d'ondes de Rossby atmosphériques stationnaires, ce qui explique que certaines régions reçoivent plus de précipitations ou connaissent une température plus élevée que les changements en vigueur à l'échelle mondiale (GIEC, 2014). L'une des principales raisons des variations climatiques est due aux circulations océaniques à grande échelle, aux circulations atmosphériques, ainsi qu'au transport de l'humidité et aux flux de chaleur. Les circulations océaniques à grande échelle sont étudiées sous l'influence des téléconnexions qui font apparaître le schéma océanique et atmosphérique de notre climat. L'étude des régimes de téléconnexions, de leur évolution et de leur influence permet une meilleure interprétation du changement climatique (Iqbal et Athar, 2018). Parmi les indices climatiques dont on sait qu'ils influencent le climat de l'Algérie ((Taïbi et al, 2016), on peut citer l'oscillation nord-atlantique (NAO), l'oscillation arctique (AO) et l'oscillation australe El Niño (ENSO), y compris l'indice ENSO multivarié/ENSO Modoki. Ainsi, le présent chapitre s'intéresse à répondre à cet objectif en

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

caractérisant les indices climatiques extrêmes de précipitations définis par l'Expert Team on Climate Changes Detection Indices (ETCCDI) groupe conjoint de la Commission de climatologie et Clivar CCI/CLIVAR/JCOMM. Ces indices sont définis à partir des données journalières des précipitations du bassin versant Hodna. En premier lieu, l'analyse de la variabilité spatiotemporelle des indices de précipitations extrêmes et leurs relations avec quatre (04) indices climatiques des oscillations atmosphériques globales (ICOAG) au niveau 23 stations pluviométriques du bassin Hodna pendant la période 1969-2013 seront étudiées. Par la suite, l'évaluation du risque futur des événements de précipitations extrêmes en termes d'indice climatique extrême selon deux d'émission (RCP 4.5 et 8.5) sera établie. Les données des précipitations journalières simulées du modèle climatique régional de Rossby Centre (RCA4) piloté par le modèle de circulation générale océan-atmosphère (MPI-ESM-LR) ont été extraites pour chacune de stations pour la période 1969-2100 (Jones et al. 2011). Ce modèle a été jugé par Zeroual et al (2019) et Bouabdelli et al (2020) satisfaisants pour le nord de l'Algérie par rapport aux autres 14 GCM utilisées dans le cadre de l'initiative CORDEX-Africa. L'ensemble des données simulées, qui s'étendent de 1969 à 2100, ont été divisées en deux périodes à savoir : Une période historique (1969-2005) et deux périodes de projection (2022-2067 et 2055-2100). La période de projection a été forcée par deux forçages radiatifs (RCP4.5 et RCP8.5).

III.1 Données des stations pluviométriques

Dans cette étude, les enregistrements des précipitations journalières (PJ) et des précipitations journalières maximales annuelles (PMJA) de 23 stations météorologiques sont considérés dans le bassin versant du Hodna. Le tableau III.1 indique les noms des stations et les paramètres statistiques de base de ces 23 stations. L'emplacement de ces stations par rapport au bassin de Hodna est donné dans la figure III.1. Les enregistrements de données couvrent la période de 1969 à 2011.

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

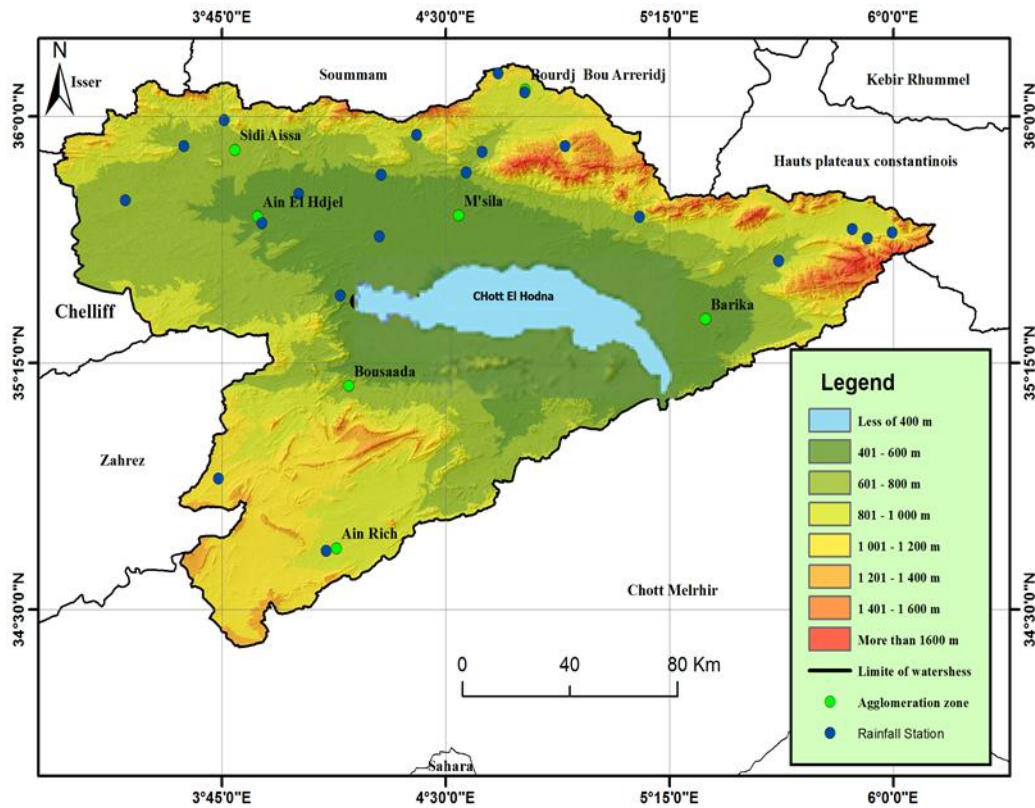


Figure III. 1: Emplacement des 23 stations pluviométriques.

Tableau III. 1: Stations pluviométriques utilisées

Code	Nom de la station	Code	Nom de la Station
50101	Ain Nessissa	50906	Medjana (LA)
50201	Draa El Hadjar	51005	Ksob Barrage
50301	Ain El Hadjel	51009	Tarmount
50402	Dirah Centre	51111	Sidi Ouadah
50502	Meida	51201	Merouana
50701	Chellal (Hodnet O. Msila)	51203	Oued El Ma
50702	Ain Kherrmane	51206	Cherfa El Ain
50703	Rocade Sud	51306	Ngaous
50802	El Haourane M.F.	51703	Slim
50901	Medjez	51801	Baniou
50904	Bordj Ghdir	52002	Ain Rich
50905	BB Arreridj Demrh		

III.2 Méthodologie

Nous avons procédé dans notre chapitre à la méthodologie suivante :

III.2.1 Calcule des indices des précipitations extrêmes

Le logiciel "RClimDex" (Zhang et Feng 2004) a été utilisé par plusieurs chercheurs pour calculer les indices climatiques des extrêmes. Un total de 27 indices est suggéré par l'ETCCDI pour détecter les changements d'intensité, de fréquence et de durée des événements extrêmes (Zhang et al. 2011). Les descriptions détaillées de ces indices et *RClimDex* sont disponibles sur le site web l'ETCCDI (<http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>). Dans notre étude, 10 indices de précipitations extrêmes ont été calculés à partir de données de précipitations journalières de 23 stations pluviométriques (Tableau III.2).

Tableau III. 2: Indices des précipitations extrêmes.

	Identification	Nom de l'indice	Définition	Unité
01	PRCPTOT	Total annuel des pluies	Précipitations totales annuelles des jours pluvieux (RR $\geq 1,0$ mm)	mm
02	RX1day	Hauteur maximale des Précipitations d'un jour	Précipitation totale maximale d'un jour pluvieux	mm
03	RX5day	Cumul maximal des précipitations de 5 jours	Précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année	mm
04	R10mm	Jours de précipitations supérieures à 10 mm	Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 10 mm	jour
05	R20mm	Jours de précipitations supérieures à 20 mm	Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 20 mm	jour
06	R95p	Jours très pluvieux	Précipitation totale annuelle avec précipitation > 95e percentile	mm
07	R99p	Jours extrêmement pluvieux	Précipitations totales annuelles avec les précipitations > 99e percentile	mm
08	CDD	Jours secs consécutifs	Nombre maximal des jours consécutifs avec précipitations journalières < 1 mm	jour
09	CWD	Jours pluvieux consécutifs	Nombre maximal de jours consécutifs avec des précipitations journalières ≥ 1 mm	jour
10	SDII	Indice d'intensité journalière simple	Précipitations annuelles totales divisées par le nombre de jours humides	(mm/jour)

III.2.2 Analyse des tendances à long terme des indices des précipitations extrêmes

Les indices calculés des 23 stations pluviométriques présentent des séries chronologiques annuelles. Une seule valeur de chaque indice est définie pour une seule année à partir de la valeur journalière de la base de données. L'analyse à long terme de ces indices a été effectuée au moyen de la méthode de Mann-Kendall Modifié (MMK) (Hamed and Ramachandra Rao 1998). Le

niveau de signification de 5 et 10 % est adopté pour sélectionner la tendance significative. Le choix de cette méthode se justifie par sa large utilisation en hydrologie et en climatologie (Yue et al. 2002). De plus, cette méthode élimine l'influence de l'autocorrélation de la série chronologique sur la tendance. L'existence d'une autocorrélation positive dans les données augmente la probabilité de détecter une tendance alors qu'elle n'existe pas en réalité, tandis qu'une autocorrélation négative diminue la probabilité de détecter une tendance significative (Hamed and Ramachandra Rao 1998).

III.2.3 Analyse des ruptures des moyennes des séries des indices des précipitations extrêmes

Étant donné que la méthode de MMK ne permet pas de détecter la date et la nature des ruptures des moyennes d'une série statistique, nous avons appliqué à la seconde étape, le test de Pettitt (Pettitt 1979) pour identifier le point de changement possible.

III.2.4 Relation entre les indices de précipitations extrêmes avec les oscillations de grande échelle

La compréhension de l'origine et de l'évolution de la variabilité des événements climatiques extrêmes nécessite l'utilisation des indices d'oscillations atmosphériques globales (OAG) pour détecter leur impact et leur relation avec ces événements. Une analyse de corrélation canonique (CCA) (Afifi and Clark 1996) est effectuée pour examiner les connexions éventuelles. Nous avons principalement retenu quatre (04) indices à l'échelle annuelle dont l'influence sur les indices extrêmes de température et précipitations a déjà été démontrée dans plusieurs études et particulièrement sur les précipitations et températures moyennes dans le nord de l'Algérie (e.g. Zeroual et al, 2017 ; Taibi et al, 2021) : l'oscillation nord-atlantique (NAO) ; l'oscillation australe/El Niño (ENSO) ; l'oscillation méditerranéenne (MOI) et l'oscillation méditerranéenne ouest (WeMO). Les valeurs des indices OAG sont extraites à l'échelle annuelle sur la période 1969-2013 à partir du site de la NOAA, l'administration océanique et atmosphérique nationale (https://psl.noaa.gov/data/climat_eindices/).

La méthode CCA est largement utilisée en climatologie pour analyser la corrélation entre deux ensembles de données : un ensemble de données indépendantes (quatre (04) indices climatiques) et un ensemble de données dépendantes (indices des précipitations extrêmes). La CC consiste à extraire des axes canoniques (V et W) dans les deux ensembles. V étant les axes canoniques

extraits de l'ensemble des données dépendantes et W, les axes canoniques extraits de l'ensemble des données indépendantes. Puis, ces axes canoniques sont corrélés entre eux selon l'ordre V1 à W1, ..., Vn à Wn. Par ailleurs, les résultats de la CC sont principalement interprétés sur la base de la matrice du coefficient de structure canonique qui met en relation les axes canoniques avec les deux ensembles de données variables initiales. La CC a été appliqué à une matrice constituée de quinze (15) colonnes (Stations + 10 indices des précipitations extrêmes + 4 indices climatiques) et 1035 lignes (23 stations x 45 années).

III.2.5 Changements projetés dans les indices de précipitations extrêmes

Les indices ETCCDI ont été couramment appliqués dans les études de projection climatique pour évaluer la variabilité climatique et les tendances des extrêmes climatiques (Cannon et al. 2015 ; Diallo et al. 2012 ; Fotso-Nguemo et al. 2019 ; Ogega et al. 2020 Sillmann et al. 2013). Ainsi, dans cette étude, l'algorithme de correction des biais **QDM** est appliqué sur les indices ETCCDI de précipitations (Tableau III. 2). L'analyse de l'impact du changement climatique sur les indices ETCCDI des précipitations est exprimée sur la base des différences relatives entre les indices ETCCDI calculés au niveau de la station pluviométrique sur la période historique ($ETCCDI^{hist}$) et ceux des périodes projetées ($ETCCDI^{proj}$), comme suit :

$$\text{Changement relatif (\%)} = \frac{ETCCDI^{proj} - ETCCDI^{hist}}{ETCCDI^{hist}} \times 100 \dots \dots \dots (III.1)$$

L'algorithme de quantile delta mapping (QDM) (Cannon et al. 2015) peut être appliqué à l'aide des équations suivantes :

$$\widehat{X_{m,p}}(t) = F_{0,h}^{-1} \left[F_{m,h} \left\{ \left(\frac{\overline{X_{m,h}}}{\overline{X_{m,p}}} \right) (X_{m,p}(t)) \right\} \left(\frac{\overline{X_{m,p}}}{\overline{X_{m,h}}} \right) \right] \dots \dots \dots (III.2)$$

Où $\overline{X_{m,h}}$ et $\overline{X_{m,p}}$ sont, respectivement, les estimations de la moyenne modélisée sur les périodes historiques et projetées.

Le QDM combine deux étapes en séquence : premièrement, les sorties futures du modèle sont detrended par quantile et corrigées du biais par rapport aux observations par *quantile mapping methode*. Deuxièmement, les changements relatifs projetés par le modèle dans les quantiles sont superposés aux sorties du modèle corrigées du biais, comme dans l'équation donnée ci-dessous :

$$\Delta_m(t) = \frac{F_{m,p}^{-1}[F_{m,p}^{(t)}(X_{m,p}(t))]}{F_{m,h}^{-1}[F_{m,p}^{(t)}(X_{m,p}(t))]} = \frac{\widehat{X}_{m,p}(t)}{F_{m,h}^{-1}[F_{m,p}^{(t)}(X_{m,p}(t))]} \dots \dots \dots (III.3)$$

Ou $\Delta_m(t)$ est le changement relatif des quantiles, et $F_{m,p}^{(t)}$ est la fonction de distribution cumulative (CDF) des données modélisées pendant une période de projection. Les projections futures corrigées du biais sont ensuite calculées en multipliant les changements relatifs par les données historiques corrigées du biais, comme le donne l'équation suivante :

$$\widehat{X}_{m,p}(t) = F_{0,h}^{-1}[F_{m,h}(X_{m,p}(t))]\Delta_m(t) \dots \dots \dots (III.4)$$

III.3 Résultats et discussion

L'application de la méthodologie présentée précédemment permet d'établir les résultats suivants qui sont présentés et discutés dans ce qui suit :

III.3.1 Variation spatial des indices des précipitations extrêmes

En ce qui concerne la variabilité spatiale, les caractéristiques statistiques des indices ETCCDI calculés pour chacune des stations à partir de données observées sont présentées dans les tableaux III.3 et III.4. Ainsi, la valeur moyenne de l'indice PRCPTOT est estimée 241.52 ± 78.28 mm pour l'ensemble des 23 stations pluviométriques étudiées. La valeur maximale de l'indice PRCPTOT (793.00 mm) a été observée au niveau de la station d'Oued El Ma (051203) tandis que le minimum (1.5mm) au sud du bassin sur la station d'Ain Rich (052002). Pour la hauteur maximale des précipitations d'un jour (RX1day), la valeur moyenne pour tout le bassin versant est estimée à 33.32 ± 4.91 mm. La valeur de l'indice RX1day maximum (227mm) et minimum (1.5mm) sont observées au niveau de la station d'Ain Rich (052002). La valeur moyenne de l'indice de précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année (mm) (RX5day) est de 150.43 ± 9.32 mm. La valeur de l'indice RX5day maximum (278mm) et minimum (1.5mm) sont observées au niveau de même station (Ain Rich (052002)). Pour l'ensemble des stations les valeurs moyennes des indices R10mm et R20mm sont respectivement 7.51 ± 2.75 jours et 2.25 ± 0.96 jours. Le maximum des deux indices R10mm et R20mm sont, respectivement, 38 jours et 14 jours. Les indices R95p et R99p sont en moyenne estimée à 54.76 ± 17.6 mm et 17.39 ± 5.5 pour l'ensemble des stations étudiées. L'indice de nombre de jours secs (CDD) est estimé en moyenne pour l'ensemble de bassin à 82.15 ± 16.73 jours tandis que le nombre de jours humides (CWD) à 3.43 ± 0.73 jours. Le nombre de jours secs maximum dans le bassin (343 jours)

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

a été observé au niveau de la station Slim (51703) et nombre de jours humide maximum (9 jours) au niveau de la station El Haourane M.F (050802). L'Indice d'intensité journalière simple (SDII) durant la période humide est estimé en moyenne à 7.47 ± 0.78 mm/jour sur l'ensemble du bassin.

Tableau III. 3: Caractéristiques statistiques des indices des précipitations extrêmes moyennes pour l'ensemble des stations.

Indices des précipitations extrêmes	Moyenne	Ecart type
PRCPTOT : Total annuel des pluies (mm)	241.52	78.28
RX1day : Hauteur maximale des Précipitations d'un jour	33.32	4.91
RX5day : Précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année (mm)	50.43	9.32
R10mm : Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 10 mm (jour)	7.51	2.75
R20mm : Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 20 mm (jour)	2.25	0.96
R95p : Précipitation totale annuelle avec précipitation > 95e percentile (mm)	54.76	17.60
R99p : Précipitations totales annuelles avec les précipitations > 99e percentile (mm)	17.39	5.49
CDD : Nombre maximal des jours consécutifs avec précipitations journalières < 1 mm (jour)	82.15	16.73
CWD : Nombre maximal de jours consécutifs avec des précipitations journalières ≥ 1 mm (jour)	3.43	0.73
SDII : Précipitations annuelles totales divisées par le nombre de jours humides (mm/jour)	7.47	0.78

Tableau III. 4: Caractéristiques statistiques des séries des indices des précipitations extrêmes.

Stations	PRCPTOT : Total annuel des pluies (mm)				RX1day : Hauteur maximale des Précipitations d'un jour			
	Moyenne	Ecart type	Maximum	Minimum	Moyenne	Écart type	Maximum	Minimum
050101	219.77	92.60	500.66	70.40	34.86	22.48	132.46	11.50
050402	251.35	90.10	459.60	112.30	33.62	16.47	97.89	13.00
050904	369.37	108.41	606.99	199.51	39.03	16.23	98.95	15.00
050905	358.52	106.37	618.31	186.08	39.12	18.00	96.62	12.40
050906	401.41	140.44	778.82	217.62	39.23	17.05	95.18	14.00
050201	148.50	86.40	524.25	30.30	25.67	17.60	125.60	6.14
050301	195.46	91.36	567.69	35.77	32.95	19.14	108.33	8.71
050502	205.38	89.93	521.05	55.10	30.13	13.44	73.40	10.00
050701	177.21	77.85	421.32	64.50	25.74	10.96	57.20	10.78
050702	164.55	78.69	387.93	40.14	30.15	13.68	77.60	11.00
050703	173.90	72.57	348.16	42.70	24.61	9.67	44.24	10.00
050802	315.63	120.55	630.29	94.58	35.57	14.76	96.30	11.00
050901	269.96	103.10	609.08	109.50	35.89	17.90	109.73	11.30
051005	239.83	93.14	482.15	109.50	30.64	16.22	97.64	12.20
051009	216.03	78.63	478.76	84.20	29.52	13.71	74.33	11.70
051111	280.31	101.46	535.00	115.40	35.35	13.88	74.20	15.70
051201	330.77	115.62	606.63	104.02	41.80	19.87	98.00	10.79
051203	302.01	143.89	793.00	59.01	36.32	15.86	86.88	7.29
051206	280.20	96.71	553.96	96.19	37.15	20.15	127.10	11.07
051306	229.97	92.30	488.33	48.36	34.73	15.26	76.90	11.07
051703	147.38	117.46	595.96	2.30	32.44	22.42	140.61	2.30
051801	148.95	73.18	304.82	28.61	25.05	15.05	82.68	8.30
052002	128.43	122.18	724.52	1.50	36.68	41.79	227.99	1.50

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Tableau III. 4: Caractéristiques statistiques des séries des indices des précipitations extrêmes (Suite).

Stations	RX5day : Précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année (mm)				R10mm : Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 10 mm (jour)			
	Moyenne	Ecart type	Maximum	Minimum	Moyenne	Écart type	Maximum	Minimum
050101	51.27	30.98	148.16	14.90	6.40	3.71	16.00	1.00
050402	51.41	20.68	121.90	17.60	7.76	3.98	18.00	1.00
050904	64.18	26.10	152.78	25.84	10.93	4.15	20.00	3.00
050905	62.49	28.10	158.50	35.80	11.09	4.02	19.00	4.00
050906	68.73	28.11	166.74	19.82	14.07	6.95	38.00	5.00
050201	38.00	35.48	254.60	11.48	4.69	3.09	14.00	0.00
050301	50.46	31.88	212.44	14.92	5.78	2.92	15.00	0.00
050502	46.83	19.99	113.95	16.00	6.71	3.65	14.00	1.00
050701	38.41	17.29	108.40	15.50	5.36	2.80	13.00	1.00
050702	40.94	16.72	82.14	12.80	5.02	2.93	13.00	1.00
050703	38.42	17.29	94.69	18.00	5.00	2.58	11.00	1.00
050802	62.27	30.38	200.80	18.50	10.71	4.41	19.00	1.00
050901	54.80	29.64	171.44	22.46	8.18	3.63	18.00	2.00
051005	47.02	21.45	114.36	20.20	7.22	4.17	18.00	1.00
051009	44.97	19.45	110.72	18.40	6.89	3.30	15.00	1.00
051111	51.03	18.32	92.38	23.20	8.64	3.88	17.00	2.00
051201	59.13	24.52	113.20	18.69	10.09	4.16	20.00	2.00
051203	58.11	25.41	132.24	13.64	10.02	5.94	24.00	0.00
051206	55.42	24.78	144.23	18.85	9.02	4.15	17.00	2.00
051306	52.82	22.24	109.90	14.82	7.44	3.48	19.00	1.00
051703	41.21	30.65	157.51	2.30	4.64	4.24	18.00	0.00
051801	35.42	16.42	82.68	13.85	4.04	2.70	12.00	0.00
052002	46.56	52.26	278.39	1.50	3.00	3.10	14.00	0.00
Stations	R20mm : Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 20 mm (jour)				R95p : Précipitation totale annuelle avec précipitation $> 95e$ percentile (mm)			
	Moyenne	Ecart type	Maximum	Minimum	Moyenne	Écart type	Maximum	Minimum
050101	1.53	1.50	6.00	0.00	52.76	58.49	263.83	0.00
050402	1.91	1.49	6.00	0.00	55.59	43.47	167.07	0.00
050904	3.78	2.45	14.00	0.00	90.56	76.86	354.14	0.00
050905	3.38	2.28	9.00	0.00	84.19	72.32	344.33	0.00
050906	4.09	2.92	12.00	0.00	76.35	72.92	323.58	0.00
050201	1.24	1.26	5.00	0.00	31.17	43.78	251.10	0.00
050301	1.84	1.52	6.00	0.00	46.92	55.69	299.71	0.00
050502	1.76	1.60	7.00	0.00	43.58	46.48	258.07	0.00
050701	1.27	1.37	5.00	0.00	37.69	43.80	178.20	0.00
050702	1.56	1.55	7.00	0.00	34.41	35.97	172.30	0.00
050703	1.13	1.22	5.00	0.00	37.57	38.79	154.07	0.00
050802	3.82	2.53	10.00	0.00	68.45	78.01	404.62	0.00
050901	2.49	2.02	7.00	0.00	63.55	67.74	315.72	0.00
051005	1.76	1.94	10.00	0.00	55.65	62.63	339.09	0.00
051009	1.78	1.46	6.00	0.00	47.08	41.15	181.03	0.00
051111	2.89	2.27	8.00	0.00	66.29	56.66	247.40	0.00
051201	3.22	2.21	8.00	0.00	79.79	59.79	212.50	0.00
051203	3.13	2.80	13.00	0.00	66.81	77.78	375.03	0.00
051206	2.71	2.00	8.00	0.00	63.26	63.43	295.76	0.00
051306	2.62	1.83	7.00	0.00	50.52	56.11	225.05	0.00
051703	1.60	1.94	9.00	0.00	33.83	44.45	160.97	0.00
051801	0.93	1.05	4.00	0.00	31.89	36.32	143.00	0.00
052002	1.36	1.72	9.00	0.00	41.68	90.13	532.01	0.00

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Tableau III. 4: Caractéristiques statistiques des séries des indices des précipitations extrêmes (Suite et fin).

Stations	R99p : Précipitations totales annuelles avec les précipitations > 99e percentile (mm)				CDD : Nombre maximal des jours consécutifs avec précipitations journalières < 1 mm (jour)			
	Moyenne	Ecart type	Maximum	Minimum	Moyenne	Écart type	Maximum	Minimum
050101	19.41	36.84	132.46	0.00	85.09	34.63	186.00	26.00
050402	18.26	31.31	109.78	0.00	76.24	31.63	139.00	30.00
050904	27.65	44.03	205.61	0.00	60.13	26.75	152.00	24.00
050905	26.86	47.93	207.31	0.00	60.51	27.23	136.00	24.00
050906	25.62	42.97	169.59	0.00	66.67	27.55	145.00	32.00
050201	11.34	39.05	251.10	0.00	111.69	49.94	244.00	39.00
050301	15.67	48.01	248.91	0.00	84.64	34.43	157.00	35.00
050502	12.93	33.38	191.70	0.00	82.87	34.50	188.00	33.00
050701	11.53	28.88	124.66	0.00	76.47	28.73	189.00	37.00
050702	10.05	20.85	77.60	0.00	95.93	36.11	231.00	42.00
050703	11.33	24.74	117.86	0.00	82.73	31.48	171.00	33.00
050802	20.39	47.97	252.50	0.00	76.40	31.44	170.00	32.00
050901	18.83	39.05	161.23	0.00	65.47	26.01	153.00	33.00
051005	18.06	31.45	131.05	0.00	74.69	32.59	153.00	22.00
051009	14.37	28.43	111.26	0.00	77.96	30.66	172.00	30.00
051111	19.13	33.77	113.20	0.00	70.49	28.76	153.00	31.00
051201	25.93	35.57	153.00	0.00	67.60	28.35	138.00	28.00
051203	19.21	35.63	105.30	0.00	83.11	31.94	168.00	38.00
051206	20.72	38.36	162.26	0.00	67.60	25.88	125.00	30.00
051306	14.75	29.76	110.57	0.00	89.91	31.45	159.00	35.00
051703	10.68	28.00	140.61	0.00	120.24	54.06	343.00	54.00
051801	10.58	27.15	118.15	0.00	97.22	38.90	187.00	42.00
052002	16.76	54.10	297.99	0.00	115.87	53.93	323.00	24.00
Stations	CWD : Nombre maximal de jours consécutifs avec des précipitations journalières ≥1 mm (jour)				SDII : Précipitations annuelles totales divisées par le nombre de jours humides (mm/jour)			
	Moyenne	Ecart type	Maximum	Minimum	Moyenne	Écart type	Maximum	Minimum
050101	3.64	1.28	7.00	2.00	7.07	1.73	12.00	4.23
050402	4.02	1.56	8.00	2.00	7.16	1.54	11.87	4.56
050904	4.78	1.28	8.00	3.00	7.14	1.72	13.80	4.10
050905	4.44	1.14	7.00	2.00	7.28	1.81	12.62	4.66
050906	4.64	1.37	8.00	2.00	8.88	2.54	16.29	4.65
050201	2.58	1.18	8.00	1.00	7.72	2.83	18.38	2.64
050301	3.29	1.24	8.00	1.00	7.86	2.28	14.50	3.82
050502	3.29	1.06	5.00	1.00	7.65	2.01	12.79	3.61
050701	3.04	0.95	6.00	2.00	6.47	1.48	10.87	3.79
050702	2.49	0.99	5.00	1.00	7.70	1.69	11.83	5.08
050703	3.29	0.99	5.00	2.00	5.88	1.39	9.49	3.27
050802	3.73	1.32	9.00	2.00	8.32	2.32	16.16	4.50
050901	3.49	1.12	7.00	2.00	7.72	2.05	12.83	4.53
051005	3.93	1.19	8.00	2.00	6.20	1.61	11.76	3.41
051009	3.44	1.12	8.00	2.00	6.75	2.22	18.00	3.51
051111	3.69	0.95	6.00	2.00	7.09	1.68	11.59	4.16
051201	3.98	1.18	7.00	2.00	7.74	2.02	14.17	3.59
051203	3.80	1.18	9.00	3.00	8.40	2.71	14.92	2.65
051206	3.44	0.89	6.00	2.00	7.64	2.41	15.93	3.56
051306	2.89	0.93	5.00	1.00	8.65	2.60	17.07	3.72
051703	2.04	0.93	5.00	1.00	8.45	2.94	15.28	2.30
051801	2.84	0.88	5.00	1.00	6.63	1.98	11.82	3.37
052002	2.09	0.85	4.00	1.00	7.53	4.58	24.98	1.50

III.3.2 Tendance des indices de précipitations

Les valeurs de la tendance et sa signification, de chacun des indices de précipitations extrêmes durant la période 1969-2013, sont présentées dans le tableau III. 5.

La tendance calculée de la précipitation annuelle totale (PRECPTOT) montre une augmentation significative dans cinq stations (Dirah centre, Bordj Ghdir, Merouana, Oued el ma et Cherfa el ain). L'augmentation de la lame de pluie est d'environ 2 et 2.56 mm/an. La quantité d'eau maximale de pluie sur un jour (RX1day) et la quantité maximale de pluie sur cinq jours (RX5day) montrent une tendance non significative à l'augmentation sur dix-neuf pour l'indice RX1day et sur quinze stations pour l'indice RX5day. L'augmentation est d'environ 0,003 mm/an à 0,42 mm/an pour l'indice RX1day et entre 0,015 mm/an et 0.43 mm/an pour l'indice RX5day. La tendance à l'augmentation de la quantité annuelle de précipitations et des indices de fortes précipitations d'une journée RX1day et de cinq jours RX5day montrent que les précipitations journalières sont devenues plus extrêmes dans le bassin de Hodna. En outre, cette augmentation affecte également le nombre de jours de fortes et très fortes précipitations (R10mm et R20mm). Parmi les 23 stations pluviométriques étudiées, seulement 5 stations ont montré la diminution de nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 10 mm et ≥ 20 mm. Il est à noter que les autres stations montrent une augmentation variée entre 0.05 et 0.23 jour pour l'indice R10mm et entre 0.009 et 0.048 pour l'indice R20mm. Par ailleurs, les indices de fortes (R95p) et très fortes précipitations (R99p) montrent des tendances positives dans la plupart des stations étudiées. Cette tendance à l'augmentation n'est significative qu'au niveau des stations de Draa el hadjar, Oued el ma et Baniou pour l'indice R95p et la station Rocado sud pour l'indice R95p.

Le nombre de jours secs consécutifs (CDD), comme mesure de la plus longue période de sécheresse, montre une tendance significative vers les conditions humides au niveau de six stations (Bordj Ghdim, El Haourane M.F, Sidi Ouadah, Merouana, Oued el Ma, Cherfa El Ain). Cette tendance est variée entre -0.390 et -1.146 jours. La tendance significative vers les conditions de sécheresse a été observée seulement dans une seule station Baniou avec +0.717 jours. La tendance du nombre de jours humides consécutifs (CWD) est variée d'une façon irrégulière dans la même région. Par exemple, la tendance est positive à Bordj Ghdir et négative au niveau de la station de BB ARRERIDJ DEMRH.

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

En ce qui concerne l'indice d'intensité journalière simple (SDII), une tendance à l'augmentation a été constatée pour la plupart des stations analysées. La diminution oscille entre 0,038 et 0,104 mm/jour. Une tendance à la baisse a été observée au niveau de deux stations à savoir Ain El hadjel (-0.087 mm/jour) Merouana (-0.040 mm/jour). Cette baisse est due à la diminution de l'indice de la quantité annuelle de précipitations (PRCPTOT) pour la station d'Ain El hadjel et à l'augmentation du nombre annuel de jours humides (CWD) pour la station de Merouana. Il est à rappeler que le SDII est le rapport entre l'indice PRCPTOT et CWD.

Tableau III. 5: Tendance des indices des extrêmes de précipitations (Caractère gras : tendance significative).

Code	Stations	PRCPTOT : Total annuel des pluies (mm)			RX1day : Hauteur maximale des Précipitations d'un jour		
		Zc	P-value	Sen's slope	Zc	P-value	Sen's slope
50101	AIN NESSISSA	-0.299	0.765	-0.384	0.011	0.991	0.000
50402	DIRAH CENTRE	1.692*	0.091	2.090	0.032	0.975	0.004
50904	BORDJ GHDIR	3.124**	0.002	2.546	1.321	0.187	0.231
50905	BB ARRERIDJ DEMRH	1.458	0.145	1.892	0.727	0.467	0.126
50906	MEDJANA	2.485	0.013	3.192	-0.127	0.899	-0.023
50201	DRAA EL HADJAR	-0.686	0.493	-0.773	-1.507	0.132	-0.169
50301	AIN EL HADJEL	0.460	0.646	0.371	-1.354	0.176	-0.114
50502	MEIDA	0.460	0.646	0.459	0.646	0.518	0.087
50701	CHELLAL	0.890	0.373	0.695	1.321	0.187	0.170
50702	AIN KHERMANE	0.488	0.626	0.467	0.742	0.458	0.139
50703	ROCADE SUD	1.348	0.178	0.392	0.978	0.328	0.147
50802	EL HAOURANE M.F.	0.483	0.629	0.651	0.851	0.395	0.135
50901	MEDJEZ	-0.264	0.792	-0.404	0.851	0.395	0.190
51005	KSOB BARRAGE	-0.245	0.807	-0.371	0.822	0.411	0.140
51009	TARMOUNT	0.010	0.992	0.010	1.433	0.152	0.172
51111	SIDI OUADAH	0.284	0.777	0.260	-1.225	0.221	-0.109
51201	MEROUANA	1.888*	0.059	2.070	0.306	0.760	0.066
51203	OUED EL MA	3.433**	0.001	5.364	1.389	0.165	0.251
51206	CHERFA EL AIN	1.927*	0.054	2.280	0.323	0.747	0.069
51306	NGAOUS	0.186	0.853	0.230	0.333	0.739	0.076
51703	SLIM	0.066	0.948	0.162	0.000	1.000	0.003
51801	BANIOU	-0.010	0.992	-0.049	1.218	0.223	0.126
52002	AIN RICH	0.759	0.448	1.207	1.185	0.236	0.418

** = les valeurs significatives au seuil de 5 % sont indiquées en gras rouge (Blue) ; * = les valeurs significatives au seuil de 10 % sont indiquées en gras rouge (Blue). Rouge = tendances négatives ; bleu = tendances positives.

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Tableau III. 5 : Tendance des indices des extrêmes de précipitations (Caractère gras : tendance significative). (Suite)

Code	Stations	RX5day : Précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année (mm)			R10mm : Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥10 mm (jour)		
		Zc	P-value	Sen's slope	Zc	P-value	Sen's slope
50101	AIN NESSISSA	-0.201	0.841	-0.040	0.305	0.760	0.000
50402	DIRAH CENTRE	0.567	0.570	0.119	1.327	0.184	0.060
50904	BORDJ GHDIR	0.577	0.564	0.126	0.640	0.522	0.013
50905	BB ARRERIDJ DEMRH	-0.254	0.799	-0.047	1.743*	0.081	0.056
50906	MEDJANA	1.049	0.294	0.355	3.616**	0.000	0.200
50201	DRAA EL HADJAR	-0.250	0.803	-0.034	-0.383	0.702	0.000
50301	AIN EL HADJEL	-1.281	0.200	-0.375	-0.759	0.448	0.000
50502	MEIDA	-0.225	0.822	-0.052	0.433	0.665	0.000
50701	CHELLAL	1.497	0.134	0.301	0.918	0.359	0.013
50702	AIN KHERMANE	0.792	0.428	0.133	1.097	0.273	0.029
50703	ROCADE SUD	0.587	0.557	0.094	0.467	0.640	0.000
50802	EL HAOURANE M.F.	0.479	0.632	0.134	0.432	0.666	0.000
50901	MEDJEZ	0.362	0.717	0.088	-1.053	0.292	-0.051
51005	KSOB BARRAGE	0.205	0.837	0.040	-0.620	0.536	0.000
51009	TARMOUNT	-0.040	0.968	-0.005	-0.629	0.529	-0.013
51111	SIDI OUADAH	0.020	0.984	0.015	0.344	0.731	0.000
51201	MEROUANA	0.695	0.487	0.189	0.521	0.602	0.000
51203	OUED EL MA	1.370	0.171	0.307	3.505**	0.000	0.236
51206	CHERFA EL AIN	0.509	0.611	0.116	2.358**	0.018	0.111
51306	NGAOUS	-0.245	0.807	-0.045	0.956	0.339	0.030
51703	SLIM	-0.088	0.930	-0.030	0.040	0.968	0.000
51801	BANIOU	1.047	0.295	0.207	0.257	0.797	0.000
52002	AIN RICH	1.108	0.268	0.425	2.007**	0.045	0.056
Code	Stations	R20mm : Nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 20 mm (jour)			R95p : Précipitation totale annuelle avec précipitation > 95e percentile (mm)		
		Zc	P-value	Sen's slope	Zc	P-value	Sen's slope
50101	AIN NESSISSA	-0.023	0.982	0.000	0.067	0.947	0.000
50402	DIRAH CENTRE	-0.201	0.841	0.000	0.167	0.868	0.000
50904	BORDJ GHDIR	2.128**	0.033	0.035	1.549	0.121	1.253
50905	BB ARRERIDJ DEMRH	2.193**	0.028	0.048	1.197	0.231	0.700
50906	MEDJANA	1.561	0.119	0.051	0.353	0.724	0.042
50201	DRAA EL HADJAR	-1.677*	0.093	0.0009	-1.853*	0.064	-0.215
50301	AIN EL HADJEL	-1.085	0.278	0.000	-0.923	0.356	0.000
50502	MEIDA	0.983	0.325	0.000	0.815	0.415	0.000
50701	CHELLAL	1.197	0.231	0.000	1.293	0.196	0.063
50702	AIN KHERMANE	1.483	0.138	0.000	1.430	0.153	0.040
50703	ROCADE SUD	0.309	0.758	0.000	0.248	0.804	0.000
50802	EL HAOURANE M.F.	0.149	0.882	0.000	0.434	0.664	0.000
50901	MEDJEZ	1.293	0.196	0.000	0.542	0.588	0.004
51005	KSOB BARRAGE	0.566	0.572	0.000	1.018	0.309	0.391
51009	TARMOUNT	-0.056	0.955	0.000	0.436	0.663	0.074
51111	SIDI OUADAH	0.030	0.976	0.000	-0.394	0.693	0.000
51201	MEROUANA	1.884*	0.060	0.038	1.433	0.152	1.071
51203	OUED EL MA	1.948*	0.051	0.043	1.750*	0.080	0.994
51206	CHERFA EL AIN	2.455**	0.014	0.031	1.286	0.199	0.764
51306	NGAOUS	2.140**	0.032	0.033	0.309	0.757	0.000
51703	SLIM	0.900	0.368	0.000	0.000	1.000	0.000
51801	BANIOU	1.647*	0.100	0.0009	1.949*	0.051	0.078
52002	AIN RICH	1.662*	0.097	0.0006	1.201	0.230	0.000

** = les valeurs significatives au seuil de 5 % sont indiquées en gras rouge (Blue) ; * = les valeurs significatives au seuil de 10 % sont indiquées en gras rouge (Blue). Rouge = tendances négatives ; bleu = tendances positives.

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Tableau III. 5 : Tendance des indices des extrêmes de précipitations (Caractère gras : tendance significative). (Suite et fin)

Code	Stations	R99p : Précipitations totales annuelles avec les précipitations > 99e percentile (mm)			CDD : Nombre maximal des jours consécutifs avec précipitations journalières < 1 mm (jour)		
		Zc	P-value	Sen's slope	Zc	P-value	Sen's slope
50101	AIN NESSISSA	-1.097	0.272	0.000	0.910	0.363	0.377
50402	DIRAH CENTRE	-0.209	0.835	0.000	-1.163	0.245	-0.132
50904	BORDJ GHDIR	1.298	0.194	0.000	-1.980**	0.048	-0.390
50905	BB ARRERIDJ DEMRH	-0.054	0.957	0.000	-1.215	0.224	-0.320
50906	MEDJANA	-0.398	0.691	0.000	-0.851	0.395	-0.270
50201	DRAA EL HADJAR	-0.987	0.323	0.000	1.380	0.168	0.672
50301	AIN EL HADJEL	-1.530	0.126	0.000	-1.488	0.137	-0.595
50502	MEIDA	0.436	0.663	0.000	0.078	0.938	0.048
50701	CHELLAL	1.424	0.154	0.000	0.264	0.792	0.084
50702	AIN KHERMANE	0.033	0.973	0.000	0.989	0.323	0.388
50703	ROCADE SUD	1.835*	0.066	0.000	0.157	0.876	0.103
50802	EL HAOURANE M.F.	0.864	0.388	0.000	-1.969**	0.049	-0.571
50901	MEDJEZ	-0.675	0.500	0.000	0.505	0.613	0.125
51005	KSOB BARRAGE	0.813	0.416	0.000	0.949	0.342	0.350
51009	TARMOUNT	0.625	0.532	0.000	0.576	0.565	0.143
51111	SIDI OUADAH	-0.748	0.454	0.000	-2.150**	0.032	-0.469
51201	MEROUANA	0.554	0.580	0.000	-3.836**	0.000	-1.146
51203	OUED EL MA	1.354	0.176	0.000	-1.460	0.144	-0.540
51206	CHERFA EL AIN	0.724	0.469	0.000	-11.146**	0.000	-0.868
51306	NGAOUS	-0.432	0.666	0.000	0.157	0.876	0.048
51703	SLIM	1.268	0.205	0.000	-0.466	0.641	-0.276
51801	BANIOU	1.433	0.152	0.000	1.820*	0.069	0.717
52002	AIN RICH	0.333	0.739	0.000	-1.360	0.174	-0.623
Code	Stations	CWD : Nombre maximal de jours consécutifs avec des précipitations journalières ≥1 mm (jour)			SDII : Précipitations annuelles totales divisées par le nombre de jours humides (mm/jour)		
		Zc	P-value	Sen's slope	Zc	P-value	Sen's slope
50101	AIN NESSISSA	-1.467	0.142	0.000	0.597	0.551	0.008
50402	DIRAH CENTRE	0.190	0.849	0.000	0.590	0.555	0.013
50904	BORDJ GHDIR	1.383	0.167	0.000	1.027	0.304	0.017
50905	BB ARRERIDJ DEMRH	-0.599	0.549	0.000	0.675	0.500	0.009
50906	MEDJANA	0.553	0.580	0.000	3.707**	0.000	0.104
50201	DRAA EL HADJAR	1.132	0.258	0.000	-0.112	0.911	-0.005
50301	AIN EL HADJEL	0.504	0.614	0.000	-4.349**	0.000	-0.087
50502	MEIDA	-1.636	0.102	0.000	1.947*	0.052	0.053
50701	CHELLAL	1.417	0.156	0.000	1.125	0.261	0.019
50702	AIN KHERMANE	0.082	0.934	0.000	1.751*	0.080	0.038
50703	ROCADE SUD	-0.542	0.588	0.000	0.882	0.378	0.016
50802	EL HAOURANE M.F.	-0.599	0.549	0.000	0.466	0.641	0.012
50901	MEDJEZ	-1.192	0.233	0.000	1.006	0.314	0.031
51005	KSOB BARRAGE	-0.039	0.969	0.000	1.066	0.286	0.022
51009	TARMOUNT	-1.019	0.308	0.000	1.027	0.304	0.018
51111	SIDI OUADAH	1.314	0.189	0.000	-1.047	0.295	-0.018
51201	MEROUANA	1.005	0.315	0.000	-1.771*	0.077	-0.040
51203	OUED EL MA	2.679**	0.007	0.0009	2.162**	0.031	0.070
51206	CHERFA EL AIN	-0.311	0.755	0.000	1.829*	0.067	0.039
51306	NGAOUS	-1.715*	0.086	0.0009	1.751*	0.080	0.052
51703	SLIM	0.149	0.882	0.000	-0.147	0.883	-0.003
51801	BANIOU	-1.624	0.104	0.000	3.817**	0.000	0.076
52002	AIN RICH	0.051	0.960	0.000	0.773	0.439	0.051

** = les valeurs significatives au seuil de 5 % sont indiquées en gras rouge (Blue) ; * = les valeurs significatives au seuil de 10 % sont indiquées en gras rouge (Blue). Rouge = tendances négatives ; bleu = tendances positives.

III.3.3 Rupture dans les séries des indices de précipitations

Pour déterminer les dates de rupture des moyennes des séries des indices ETCCDI, on a appliqué la méthode de Pettitt test. Les résultats obtenus par cette méthode sont consignés au tableau III.6.

Tableau III. 6: Rupture dans les séries des indices extrêmes de précipitations (Caractère gras : Rupture significative).

Stations	PRCPTOT		RX1day		RX5day		R10mm		R20mm	
	Année	P-value	Année	P-value	Année	P-value	Année	P-value	Année	P-value
AIN NESSISSA	1982	0.488	1973	0.743	1982	0.339	2002	0.460	1979	0.434
DIRAH CENTRE	2003*	0.059	2002	0.767	2000	0.731	2003	0.237	1987	0.957
BORDJ GHDIR	2003**	0.009	1995	0.285	1995	0.866	2003	0.385	1986	0.297
BB ARRERIDJ	1986	0.205	1986	0.278	1986	0.685	1986	0.114	1986**	0.005
MEDJANA	2003**	0.038	1977	0.566	2003	0.311	1995**	0.004	1995	0.266
DRAA EL HADJAR	2004	0.177	1996	0.164	2004	0.696	2004	0.215	1978	0.186
AIN EL HADJEL	2004	0.488	1973	0.566	1978	0.152	1978	0.587	1973	0.546
MEIDA	2000	0.452	2000	0.385	1973	0.608	1973	0.791	2000	0.254
CHELLAL	2003	0.137	2000	0.137	2000*	0.075	2004	0.164	1990	0.354
AIN KHERMANE	2003	0.177	2006	0.237	2006	0.272	2003	0.117	2000	0.117
ROCADE SUD	1995	0.587	1987	0.377	1995	0.673	1995	0.803	1987	1.037
EL HAOURANE	1995	0.237	1990	0.237	1990	0.469	1995	0.141	1975	0.755
MEDJEZ	1974	0.791	1986	0.325	1986	0.673	1978	0.816	1987	0.191
KSOB BARRAGE	2006	0.767	2006	0.311	2006	0.841	1977	0.516	2006	0.526
TARMOUNT	2004	0.629	2002*	0.061	2002	1.159	1978	0.816	2004	1.064
SIDI OUADAH	2003	0.546	1978	0.566	2004	0.546	2006	0.708	2006	0.866
MEROUANA	2003*	0.107	2003	0.970	2004	0.879	2003	0.651	2003	0.210
OUED EL MA	1989**	0.012	2003	0.385	2003	0.215	1989**	0.006	1988	0.117
CHERFA EL AIN	2003	0.120	2003	0.866	2003	0.879	1989	0.110	2003**	0.035
NGAOUS	2003	0.629	2007	1.091	1989	0.608	2003	0.507	2003	0.114
SLIM	2003	0.168	1975	0.385	1977	0.354	2007	0.392	2003	0.242
BANIOU	1978	0.629	2003	0.133	2003	0.248	2003	0.662	2003**	0.038
AIN RICH	2000**	0.024	2000	0.31	2000*	0.059	2000*	0.052	2000**	0.014
Stations	R95p		R99p		CDD		CWD		SDII	
	Année	P-value	Année	P-value	Année	P-value	Année	P-value	Année	P-value
AIN NESSISSA	1973	0.469	1987	0.944	1981	0.409	1983**	0.047	2006	0.354
DIRAH CENTRE	2002	1.105	2000	1.023	1987	1.352	2003	0.841	2002	0.587
BORDJ GHDIR	1995	0.237	1995	0.409	1987	0.392	2000	0.114	1990	0.917
BB ARRERIDJ	1986*	0.075	1986	1.459	1996	0.685	1979	0.469	1986*	0.089
MEDJANA	1977	0.828	1977	0.536	2002	0.816	2003	0.618	1992**	0.001
DRAA EL HADJAR	1978	0.226	1995	1.023	1981**	0.036	1995	0.215	1996	0.566
AIN EL HADJEL	1973	0.526	1973	0.841	1990*	0.055	1982	0.803	1991**	0.001
MEIDA	2000	0.354	1996	0.866	2003	0.507	1982**	0.007	1986*	0.094
CHELLAL	2000	0.266	2003	0.272	2011	0.970	2000*	0.084	2007	0.272
AIN KHERMANE	2000	0.215	2006	0.892	1987	0.608	1984	0.417	2004	0.186
ROCADE SUD	1987	0.996	2001	0.526	2010	0.696	1980	0.696	2004	0.696
EL HAOURANE	1989	0.587	1995	0.767	2004	0.254	1982	0.318	1994	0.297
MEDJEZ	1986	0.417	1974	0.673	2008	1.311	1975	0.651	1987	0.111
KSOB BARRAGE	2006	0.272	2007	0.791	1994	0.879	1974	0.983	2006	0.205
TARMOUNT	2002	0.417	2002	1.010	2008	1.132	1983	0.866	2006	0.160
SIDI OUADAH	2006	0.816	1975	0.767	2002	0.120	1982	0.673	2006	0.369
MEROUANA	2003	0.200	1998	1.352	1991**	0.000	1974	0.828	1994	0.272
OUED EL MA	1989	0.137	2000	0.304	1988**	0.027	1996**	0.017	1989*	0.052
CHERFA EL AIN	2003	0.278	1998	0.779	1991**	0.068	2006	1.159	1995	0.186
NGAOUS	1982	1.256	1988	1.324	1975	0.354	1979	0.361	2006	0.260
SLIM	1975	0.272	2004	0.479	2002	0.196	1982	0.452	1975	0.526
BANIOU	2003*	0.066	2004	0.970	1981	0.278	1984*	0.079	1988**	0.038
AIN RICH	2001	0.105	2001	1.023	1996	0.141	1984	0.803	2000**	0.009

** en gras = les valeurs significatives au seuil de 5 % ; * en gras = les valeurs significatives au seuil de 10 %.

Les résultats de ruptures confirment les résultats de l'analyse de la tendance à long terme. Toutes les séries des indices ETCCDI dont les tendances à long terme sont significatives sont affectées par une rupture significative de leurs moyennes, à l'exception de certaines stations dont le P-value a dépassé légèrement le seuil de signification. La plupart de ces ruptures ont débuté au début des décennies 1990 et 2000. Pour l'indice PRCPTOT, la quasi-totalité des ruptures sont produites en 2003. Quant aux indices RX1day, RX5day, R95p et R99p, aucune série n'est affectée par une rupture de moyenne au seuil de signification 5%, confirmant ainsi le résultat obtenu avec la méthode de Mann-Kendall modifié. Les ruptures dans les séries de l'indice CDD (1981, 1988 et 1990) coïncident avec les années où l'Algérie a été affecté par une sévère sécheresse (Achour et al, 2020).

III.3.4 Relation entre les indices ETCCDI et les indices climatiques

Les résultats de la CC appliquées pour analyser la relation entre les indices ETCCDI de précipitation et les indices climatiques sont présentés au tableau III.7. Les facteurs canoniques (V1, V2, V3, et V4) sont calculés à partir des variables dépendantes (indices de précipitation). Alors que, les W1, W2, W3, et W4 expriment les facteurs canoniques des variables indépendantes (NAO, WEMO, SOI, MOI). Le tableau III.7 révèle que les trois premiers coefficients de corrélation canonique sont statistiquement significatifs.

Quant aux coefficients de structure, les indices PRCPTOT, CDD et SDII sont significativement corrélés (positivement) à V1, les indices R95P (négativement) et CWD (positivement) avec V2 et PRCPTOT, R10, R20 et SDII sont négativement corrélés avec V3. L'axe canonique V4 n'est corrélé à aucuns indices ETCCDI de précipitation statistiquement significatif. Quant aux indices climatiques, MOI est corrélée positivement à W1 et W2 et négativement à W3. WEMOI est corrélée négativement à W1 et W2. En ce qui concerne les indices NAO et SOI, l'analyse canonique montre a montré une corrélation significative avec W1 et W4. La corrélation est négative entre NAO et W1. Étant donné que V1 est corrélé à W1, il s'ensuit que PRCPTOT, CDD et SDII sont corrélées positivement à l'indice climatique MOI. En appliquant le même raisonnement pour d'autres indices ETCCDI, PRCPTOT, R10, R20 et SDII sont corrélées positivement aux indices MOI et WEMOI et négativement avec SOI. Enfin, MOI est aussi corrélé positivement avec l'indice CWD et négativement avec l'indices R95P. Les indices RX1Day et RX5Day ne sont corrélés significativement à aucuns axes canoniques. À la fin, il est intéressant de noter que le SOI affecte la tendance à l'augmentation des précipitations

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

totales annuelles, nombre de jours annuels avec des précipitations journalières ≥ 10 mm et ≥ 20 mm et l'intensité journalière simple. La variabilité de ces indices des précipitations (PRCPTOT, R10, R20 et SDII) peut augmenter sous l'effet de MOI dont aussi diminuer les indices de CWD et R95p.

Tableau III. 7 : Coefficient de corrélation entre les indices climatiques extrêmes de précipitation et leurs facteurs canoniques (W) et entre les indices d'oscillation et leurs facteurs canoniques (V).

Variables	V1	V2	V3	V4	W1	W2	W3	W4
PRCPTOT	0.61	-0.394	-0.76	0.221				
RX1Day	0.223	-0.336	-0.375	0.311				
RX5Day	0.286	-0.428	-0.413	0.391				
R10	-0.06	-0.356	-0.613	0.223				
R20	0.078	-0.329	-0.796	0.090				
R95P	0.375	-0.72	-0.384	-0.156				
R99P	0.236	-0.390	-0.322	0.510				
CDD	0.539	0.213	0.176	0.220				
CWD	-0.297	0.832	-0.092	0.356				
SDII	0.600	-0.289	-0.654	-0.109				
MOI					0.524	0.565	-0.564	0.003
WEMO					-0.748	0.248	-0.62	0.223
NAO					-0.656	-0.329	-0.321	0.697
SOI					0.653	0.285	0.588	0.571
EV (%)	25.03	26.21	36.24	12.52	36.45	21.22	24.49	17.84

Les valeurs de coefficients de structure statistiquement significatives sont indiquées en gras.

III.3.5 Changements projetés des indices ETCCDI de précipitation

La quantification des changements dans la variabilité spatiotemporelle projetés des indices ETCCDI de précipitation est d'une grande importance est primordiale dans les investigations des zones présentant des risques élevés ou faibles associés aux changements projetés de l'intensité et de la durée des extrêmes climatiques. Ainsi, dans cette partie du chapitre, nous avons quantifié les changements projetés des indices ETCCDI des précipitations sur la base des données observées au niveau de 23 stations pluviométriques disponibles dans le bassin versant de Hodna. Les tableaux III. 8 et III.9 montrent les changements spatiotemporels projetés des indices ETCCDI des précipitations pour les périodes futures proches (2022-2058) et futures lointaines (2064-2100), par rapport à la période historique (1969-2005), calculés par les sorties du model régional RCA4- MPI-ESM-LR.

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Les colonnes 1, 2, 3, 11, 12 et 13 du tableau III. 8, présentent les changements projetés des indices ETCCDI des précipitations PRCPTOT, CDD et CWD au niveau des 23 stations étudiées avec le scénario RCP4.5. Les changements spatiaux projetés des précipitations annuelles totales par jour humide (PRCPTOT) montrent une diminution importante dans toutes les parties du bassin versant Hodna avec des valeurs variant entre -2% et -11% pour 2022-2058 et -4% et -14% pour 2064-2100. En revanche, les jours humides consécutifs (CWD) sont projetés à la baisse exceptée dans quatre stations au nord du bassin versant, les valeurs de changement relatives situant entre -12% et 6 % pour la période 2022-2058 et -16 % et 2 % pour 2064-2100. Les changements projetés des jours secs consécutifs (CDD) augmenteront dans la période 2022-2058 avec des valeurs variant entre 8% dans le nord du bassin et 3% dans le sud du bassin. D'autre part, les changements projetés des CDD durant la période allant de 2064 à 2100 montrent une tendance à la baisse par rapport à la première période dans les parties nord du bassin (seulement 6%) et une légère augmentation dans le sud du bassin.

Les colonnes 4, 5, 14, et 15 montrent la variation des changements projetés des indices ETCCDI de précipitations qui mesurent les quantités de précipitations supérieures à 10 mm et 20 mm. Les changements projetés de R10mm ET R20mm dans presque toutes les stations du bassin d'étude ont tendance à la diminution. Mais, ces changements dans les tendances ne sont pas uniformément repartis d'une région à l'autre. Cependant, la plupart des stations ont montré une diminution du nombre annuel de jours avec des précipitations supérieures à 20 mm (R20mm). Les indices R10mm et R20mm présentent des changements positifs mineurs dans certaines parties de la région d'étude avec environ 2 %, 0.8 %, tandis que la plupart des parties de la région d'étude connaîtront des changements négatifs dans ces deux indices.

Les colonnes 6, 7, 16, et 17 indiquent les changements relatifs projetés des indices ETTCDI de précipitations qui mesurent les quantités maximales annuelles de précipitations sur un jour et sur cinq jours. Les changements projetés des deux indices, RX1day et RX5day ont montré une augmentation dans toutes les stations étudiées. Les changements attendus pour RX1day varient entre 3% et 16% pour 2022-2058 et entre 4 % et 20% pour 2064-2100. En revanche, RX5day a montré une augmentation prévue dans tout le bassin avec des valeurs variant entre 1.3% et 9.7% pour 2022-2058 et 1% et 7.2% pour 2064-2100.

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Les jours extrêmement humides (R99pTOT) sont prévus à diminuer dans le bassin versant à l'exception de 5 stations durant les deux futures périodes de 2022-2058 et 2064-2100, respectivement, avec des valeurs variant entre -9% et 2.3% et -16%, et -3%. De même, les jours très humides (R95pTOT) diminuer pour tous les scénarios futurs de 2022-2058 et 2064-2100, respectivement, avec des valeurs variant entre -14% et 4% et 19% et 3.1%. De la même manière, l'indice d'intensité journalière simple (SDII) a montré une augmentation considérable avec des valeurs comprises entre -21% et 32% pour 2022-2058 et -12% et 34% pour 2064-2100. Cette augmentation est due à la plus grande diminution du nombre annuel de jours humides (CWD) comparativement à la diminution de l'indice de la quantité annuelle de précipitations (PRCPTOT). Il est à rappeler que le SDII est le rapport entre l'indice PRCPTOT et CWD. Il est à noter que les taux de diminution discutée précédemment pour le scénario RCP4.5 seront plus élevés avec RCP 85 et durant la période 2064-2100 (Tableau III. 9).

Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Tableau III. 8 : Changement relatif (%) calculé à partir de RCA4- MPI-ESM-LR

Stations	RCP4.5. 2022-2058										RCP4.5 2064-2100									
	PRCPTOT	CDD	CWD	R10mm	R20mm	R95p	R99p	RX1day	RX5day	SDII	PRCPTOT	CDD	CWD	R10mm	R20mm	R95p	R99p	RX1day	RX5day	SDII
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
AIN NESSISSA	-2.1	6.2	3.0	+2.0	-1.7	2.3	3.8	+8.0	4.4	-3.2	-4.3	5.0	-0.2	-2.4	-2.0	2.1	3.4	10.0	3.2	0.4
DIRAH CENTRE	-3.1	3.3	-1.0	-4.1	-3.5	1.1	1.8	+3.2	1.3	1.6	-6.3	2.0	-4.2	-5.0	-4.2	1.0	1.6	4.0	2.0	13.2
BORDJ GHDIR	-4.6	4.3	6.2	-2.7	-2.2	-0.7	-1.2	+6.4	3.4	-14.3	-7.8	3.0	3.0	+3.2	-2.7	-1.3	-1.7	8.0	2.4	-11.7
BB ARRERIDJ	-9.1	8.1	4.8	-5.3	-4.5	-6.3	-10.2	+12.9	7.7	-21.8	-12.3	7.0	1.6	-6.4	-5.4	-12.0	-14.3	16.2	5.7	-9.8
MEDJANA	-2.5	6	2.0	+1.9	-1.6	1.8	3	+4.8	2.3	-2.5	-5.7	5.0	-2.6	+2.3	-2.0	1.6	2.7	6.0	1.6	7.4
DRAA ELHADJAR	-3.1	8.6	-1.6	-2.1	-1.8	1.1	1.8	+5.6	2.8	2.5	-6.3	7.0	-4.8	-2.6	-2.2	1.0	1.6	7.0	2.0	15.1
AIN EL HADJEL	-2.3	9.1	-0.8	-6.0	-5.0	2.1	3.4	+4.6	2.2	0.9	-5.5	8.0	-4.0	-7.5	-6.1	1.9	3.1	5.8	1.6	11.0
MEIDA	-3.4	6.0	-1.9	-4.0	-3.4	0.7	1.2	+3.8	1.7	3.2	-6.6	5.0	-5.1	-4.8	-4.1	0.6	1.1	4.8	1.2	16.8
CHELLAL	-6.9	5.1	-5.4	-3.3	-2.8	-3.6	-5.8	+9.5	5.4	14.3	-10.1	4.0	-8.6	-4.2	-3.4	-6.8	-8.1	11.9	4.0	33.4
AIN HERMANE	-7.1	6.6	-9.8	+1.0	-0.8	-3.8	-6.2	+9.8	5.6	17.4	-10.3	5.0	-13.0	+1.2	-1.0	-7.2	-8.7	12.2	4.1	33.5
ROCADE SUD	-8.2	2.3	-7.6	-4.0	-3.4	-5.2	-8.4	+11.5	6.7	17.3	-11.4	1.0	-10.8	-4.1	-4.1	-9.9	-11.8	14.4	5.0	34.2
EL HAOURANE	-3.8	1.5	-4.7	-1.3	-1.1	1.8	3.6	+4.5	2.1	5.0	-7.0	0.5	-7.9	-2.6	-1.4	1.2	3.1	5.6	1.5	15.4
MEDJEZ	-5.1	5	-7.1	+3.3	-2.8	-1.4	-2.2	+6.6	3.5	10.1	-8.3	6.0	-10.3	-5.0	-3.4	-2.7	-3.1	8.2	2.5	23.7
KSOB BARRAGE	-3.2	3.4	-5.8	-2.0	-1.7	1	1.6	+3.5	1.5	5.2	-6.4	4.0	-9.0	-2.4	-2.0	3.2	2.8	4.4	1.0	16.0
TARMOUNT	-5.2	2.9	-9.5	-4.0	-3.4	-1.5	-2.4	+6.7	3.6	13.7	-8.4	3.9	-12.3	-3.8	-4.1	-2.9	-3.4	8.4	2.6	28.7
SIDI OUADAH	-9.6	3.2	-12.0	-5.3	-4.5	-6.9	-11.2	+13.8	8.2	32.0	-12.8	4.2	-16.1	-6.4	-5.4	-13.1	-15.7	17.2	6.1	20.6
MEROUANA	-10.6	2.7	-7.1	-4.0	-3.4	-8.1	-13.2	+15.4	9.3	15.1	-13.8	3.0	-10.3	-3.8	-4.1	-15.4	-18.5	19.2	6.9	20.3
OUED EL MA	-11.0	3.5	-3.7	-2.3	-1.7	-8.6	-13.9	+16.0	9.7	11.3	-14.2	3.6	-6.9	-2.9	-2.0	-16.3	-19.5	20.0	7.2	27.2
CHERFA EL AIN	-7.3	3.7	-1.7	-2.0	-1.7	-4.1	-6.6	+10.1	5.8	3.4	-10.5	4.9	-4.9	-2.4	-2.0	-7.8	-9.2	12.6	4.3	14.3
NGAOUS	-8.6	1.1	-3.6	-2.7	-2.2	-5.7	-9.2	+12.2	7.1	8.6	-11.8	1.7	-6.8	-3.2	-2.7	-10.8	-12.9	15.2	5.3	22.3
SLIM	-6.2	4.8	-2.3	-2.7	-2.2	2.3	3.8	+8.3	4.6	4.0	-9.4	6.2	-5.5	-2.2	-2.7	-5.1	-6.2	10.4	3.4	14.4
BANIOU	-8.6	2.6	-6.7	+1.3	-1.1	1.1	1.8	+12.2	7.1	16.0	-11.8	3.0	-9.9	-1.6	-1.4	-10.8	-12.9	15.2	5.3	32.5
AIN RICH	-10.1	0.6	-5.6	-2.0	-3.4	-0.7	-1.2	+14.6	8.7	15.7	-13.3	1.9	-8.8	-4.6	-4.1	-14.3	-17.1	18.2	6.5	32.5

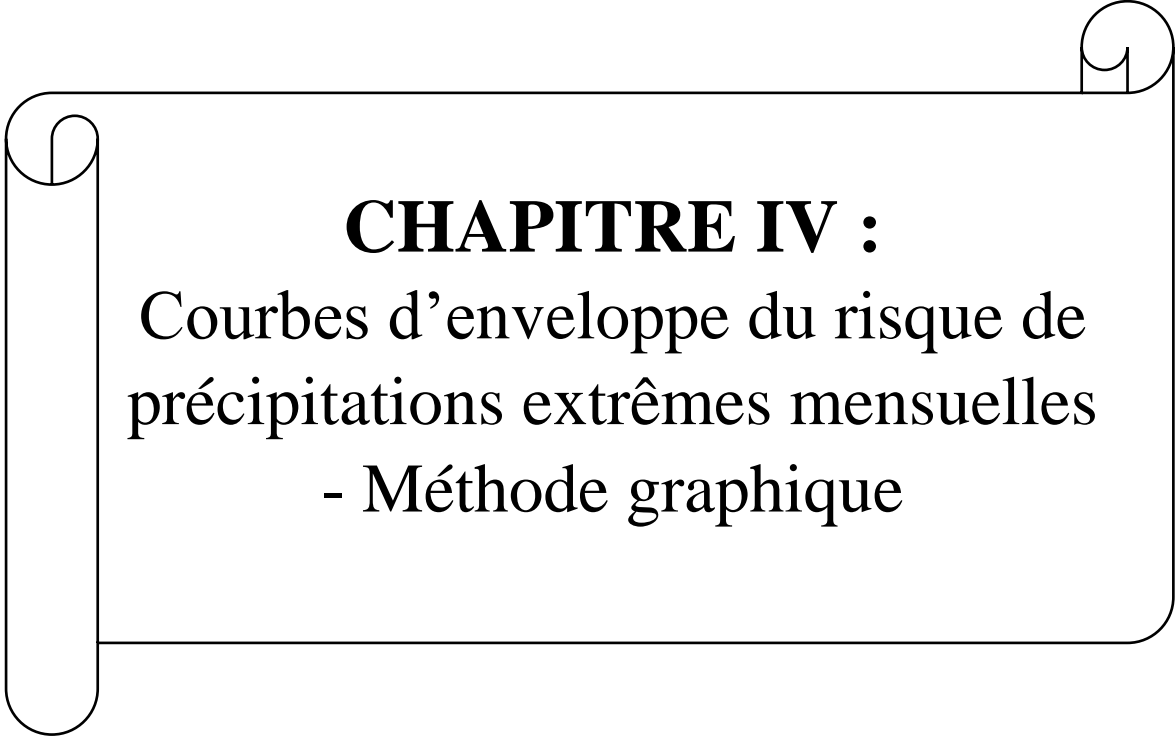
Chapitre III : Analyse des précipitations extrêmes dans le bassin versant de Hodna

Tableau III. 9: Changement relatif (%) calculé à partir de RCA4- MPI-ESM-LR.

Stations	RCP4.5. 2022-2058										RCP4.5 2064-2100									
	PRCPTOT	CDD	CWD	R10mm	R20mm	R95p	R99p	RX1day	RX5day	SDII	PRCPTOT	CDD	CWD	R10mm	R20mm	R95p	R99p	RX1day	RX5day	SDII
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
AIN NESSISSA	-1.8	4.7	5.3	1.5	-2.6	3.5	5.7	12.0	6.6	-4.8	-6.5	2.5	-0.3	-3.6	-3.3	3.2	2.9	15.0	4.8	0.6
DIRAH CENTRE	-6.5	5.8	-1.5	-10.9	-5.3	1.7	2.7	4.8	2.0	2.4	-9.5	2.3	-6.3	-7.5	-7.4	1.5	1.2	6.0	3.0	19.8
BORDJ GHDIR	-6.9	6.5	10.2	-3.9	-3.6	-1.2	-2.0	11.3	5.6	-23.6	-12.9	1.5	5.0	5.3	-4.1	-2.1	-2.0	13.2	4.0	-19.3
BB ARRERIDJ	-15.0	13.4	2.4	-7.8	-6.8	-11.2	-17.9	7.1	13.5	-38.2	-21.5	3.5	2.8	-11.2	-14.3	-21.0	-10.7	22.0	10.0	-17.2
MEDJANA	-4.4	9.0	3.0	2.6	-2.4	2.7	5.3	6.5	6.1	-3.8	-8.6	3.8	-3.9	3.5	-3.2	2.4	2.3	9.0	2.4	3.7
DRAA ELHADJAR	-4.7	15.1	-2.4	-1.1	-3.6	2.9	2.7	9.8	4.5	3.8	-8.0	6.0	-12.7	-3.9	-4.6	2.7	2.4	18.6	3.0	24.0
AIN EL HADJEL	-6.1	14.5	-2.1	-4.5	-8.0	3.3	9.0	8.1	4.6	2.4	-8.7	12.0	-6.4	-11.3	-7.3	3.0	2.3	6.7	1.8	8.3
MEIDA	-5.4	12.6	-3.0	-2.8	-2.6	1.5	1.9	10.5	2.0	5.1	-13.9	7.5	-10.7	-2.4	-5.9	1.3	1.8	10.1	3.2	14.3
CHELLAL	-18.7	8.8	-11.3	-4.0	-5.9	-5.7	-4.4	14.3	7.8	30.0	-12.1	6.0	-12.5	-5.0	-9.2	-8.2	-14.2	14.3	6.4	16.7
AIN HERMANE	-8.5	9.6	-46.7	1.5	-1.2	-5.5	-7.4	26.6	8.4	20.9	-14.9	13.3	-19.5	1.7	-1.7	-10.4	-13.1	17.7	8.6	30.0
ROCADE SUD	-11.9	3.5	-9.1	-6.0	-9.0	-7.8	-12.2	19.8	13.4	17.9	-17.1	1.5	-21.6	-4.7	-7.2	-14.9	-26.0	21.6	6.0	31.1
EL HAOURANE	-5.7	3.0	-6.8	-1.6	-1.7	3.6	4.1	7.9	2.8	7.5	-14.0	0.9	-10.7	-3.5	-2.5	2.4	4.9	11.2	2.2	24.5
MEDJEZ	-10.2	6.8	-10.7	5.0	-4.8	-1.9	-3.0	11.6	5.3	20.2	-11.2	12.0	-15.5	-7.5	-6.8	-3.6	-6.5	11.1	3.8	30.0
KSOB BARRAGE	-4.3	5.1	-11.6	-1.0	-3.4	1.5	2.4	7.0	1.3	7.0	-9.6	5.4	-18.9	-2.7	-3.5	4.8	3.4	6.6	2.0	19.2
TARMOUNT	-7.8	22.6	-12.8	-3.0	-4.6	-3.2	-2.7	11.7	4.1	20.6	-11.3	5.9	-22.4	-3.2	-7.2	-3.9	-4.9	11.3	3.5	32.6
SIDI OUADAH	-23.6	3.7	-18.0	-4.0	-6.8	-12.6	-9.5	24.2	6.2	27.2	-26.0	1.9	-8.1	-9.9	-7.3	-15.1	-23.6	19.8	9.2	30.9
MEROUANA	-12.2	4.1	-8.2	-3.4	-1.5	-4.1	-20.4	20.8	7.9	17.4	-15.9	4.5	-13.9	-5.7	-4.7	-17.7	-37.0	22.1	9.3	32.0
OUED EL MA	-12.7	6.5	-4.3	-2.6	-1.0	-7.3	-16.0	15.8	11.2	17.0	-16.3	7.2	-7.9	-5.8	-1.0	-18.7	-26.3	23.0	8.3	36.7
CHERFA EL AIN	-8.4	4.3	-1.3	-2.7	-2.3	-2.1	-5.6	13.6	7.8	4.6	-12.1	6.6	-5.6	-3.2	-1.0	-9.0	-13.8	14.5	4.9	21.5
NGAOUS	-9.9	0.6	-4.1	-3.1	-2.5	-6.6	-10.6	21.4	8.2	9.9	-5.9	2.6	-7.8	-4.8	-2.0	-5.4	-17.4	7.6	6.1	28.0
SLIM	-3.1	2.4	-3.1	-3.1	-1.1	1.7	4.4	4.2	5.3	4.6	-4.7	8.4	-6.3	-3.0	-2.3	-2.6	-7.1	5.2	3.9	16.6
BANIOU	-4.3	2.0	-7.7	0.7	-2.9	1.9	2.1	9.5	8.2	18.4	-8.9	3.5	-5.0	-1.8	-1.6	-8.1	-14.8	11.4	2.7	37.4
AIN RICH	-7.6	0.7	-6.4	-2.3	-5.4	-1.0	-1.4	7.3	10.0	7.9	-11.3	2.2	-4.4	-5.3	-2.1	-12.2	-19.7	15.5	3.3	37.4

III.4 Conclusion

La présente étude est réalisée sur des séries précipitations journalières. Elle permet de calculer 10 indices d'extrêmes climatiques décrivant la variabilité du climat dans le bassin de Hodna durant la période 1969-2013. L'objectif principal de ce chapitre est d'étudier la variabilité des événements climatiques extrêmes de précipitations. Cependant, pour l'ensemble des stations étudiées, une augmentation mais non significative de la tendance des indices de précipitation extrêmes a été observée. L'analyse de corrélation canonique (ACC) montre que les anomalies détectées dans les indices climatiques extrêmes suivent la variabilité de l'MOI et du SOI. L'évaluation du risque futur des événements de précipitations extrêmes en termes d'indice climatique extrême a été établie selon deux scénarios d'émission (RCP 4.5 et 8.5). Dans les deux périodes du futur (2022-2058 et 2064-2100) étudiées, il ressort que le modèle anticipe une diminution des indices PRCPTOT et CWD et un accroissement dans les indices restants, dont le taux de changement est plus élevé avec RCP 85 et durant la période 2064-2100.



CHAPITRE IV :
Courbes d'enveloppe du risque de
précipitations extrêmes mensuelles
- Méthode graphique

Chapitre IV : Courbes d'enveloppe du risque de précipitations extrêmes mensuelles.

Les régimes de précipitations sont appelés à changer en raison des impacts du réchauffement planétaire et du changement climatique. Les événements de pluie dépendent de l'emplacement géographique, de la géomorphologie, de la proximité de la zone côtière et des mouvements généraux de l'air. En conséquence, il y a des augmentations et des diminutions à différents enregistrements de séries chronologiques de stations météorologiques menant à des événements extrêmes tels que des sécheresses et des inondations. Les dernières inondations dévastatrices en Algérie sont encore bien ancrées dans nos mémoires : inondation du 10 novembre 2001 à Alger (la ville de Bab El Oued) et Chelef (ville de Tenes), inondation du 1er octobre 2008 à Ghardaia, inondation du 2 octobre 2011 à El Bayedh, inondation du 19 septembre 2018 à Constantine et inondation du 25 janvier 2019 à Annaba. Tous ces événements sont liés non seulement à des bassins versants qui ont réagi particulièrement vite et avec une forte intensité, mais aussi aux événements de pluies intenses, régulièrement l'origine de crues éclair dévastatrices et meurtrières, qui affecte le pourtour méditerranéen particulièrement en automne (Llasat et al, 2010). Ces phénomènes ne sont pas particuliers, puisque de nombreux pays, dans la zone méditerranéenne et ailleurs, subissent les conséquences de ces événements.

Les inondations des 20 dernières années ont fait plus de 1 000 sinistrés et coûté plusieurs milliards d'euros en Algérie (Llasat et al, 2010). Ceci met en évidence l'importance de la vulnérabilité humaine et économique aux risques naturels (Kastali et al, 2020). Compte tenu des dégâts causés par ces inondations, la protection contre celles-ci par la détermination des niveaux de risque et de périodes de retour des événements passés, l'élaboration de plans de prévention des risques d'inondation et de modèles de prévision des crues en temps réel dans les zones à risque reste l'une des principales priorités des gestionnaires des urgences. Dans ce chapitre une méthodologie en termes de courbes enveloppe pour les occurrences mensuelles d'événements pluvieux extrêmes à un ensemble de niveaux de risque ou de périodes de retour qui peuvent déclencher les épisodes extrêmes dans les bassins versants sera présenté. Cette méthodologie est suggérée dans les bassins dépourvus des relevés pluviographiques. En général, dans de nombreuses régions, les enregistrements pluviographiques des événements de pluies intenses ne sont pas disponibles pour la construction de la courbe intensité-durée-fréquence (IDF). Le but principal de ce chapitre est de développer des courbes d'enveloppe mensuelles qui fournissent une relation entre la période de retour et les valeurs mensuelles des

précipitations extrêmes. Ces courbes sont utiles lors de l'absence des relevés pluviographiques de pluies orageuses. La première étape consiste à identifier chaque fonction de distribution de probabilité (PDF) des enregistrements de précipitations extrêmes mensuelles pour les calculs du niveau de risque et de la période de retour. Par la suite, les relations entre les quantités de précipitations de la période de retour sont présentées sur des graphiques à double logarithmique avec un modèle de puissance sous la forme d'un ensemble de courbes d'enveloppe. Les applications de ces méthodologies sont mises en œuvre sur les enregistrements pluviométriques de trois stations météorologiques du bassin versant du Hodna, dans le nord de l'Algérie.

IV.1 Zone d'étude

Le tableau IV.1 indique les coordonnées géographiques et les paramètres statistiques de base des trois stations considérées dans cette étude. L'emplacement de ces stations par rapport au bassin de Hodna est représenté dans la figure IV.1.

Tableau IV. 1: Noms, coordonnées géographiques, altitude et précipitations moyennes annuelles avec écart type, maximum et minimum pour les 3 stations considérées dans l'étude (1968-2013).

Nom de la station		Ain Nessissa	Ngaous	Bordj Bou Arreridi
Code de la station		050101	051306	050905
Longitude	(E)	4°10'18"	5°33'6"	4°55'38"
Latitude	(N)	32°52'33"	32°40'0.91"	33°3'55"
Altitude	(m)	680	750	922
Moyenne	(mm)	34.59	37.9	32.71
Ecart type	(mm)	21.82	18.74	10.2
Maximum	(mm)	132.6	85.4	53.5
Minimum	(mm)	11.6	11.2	15.5

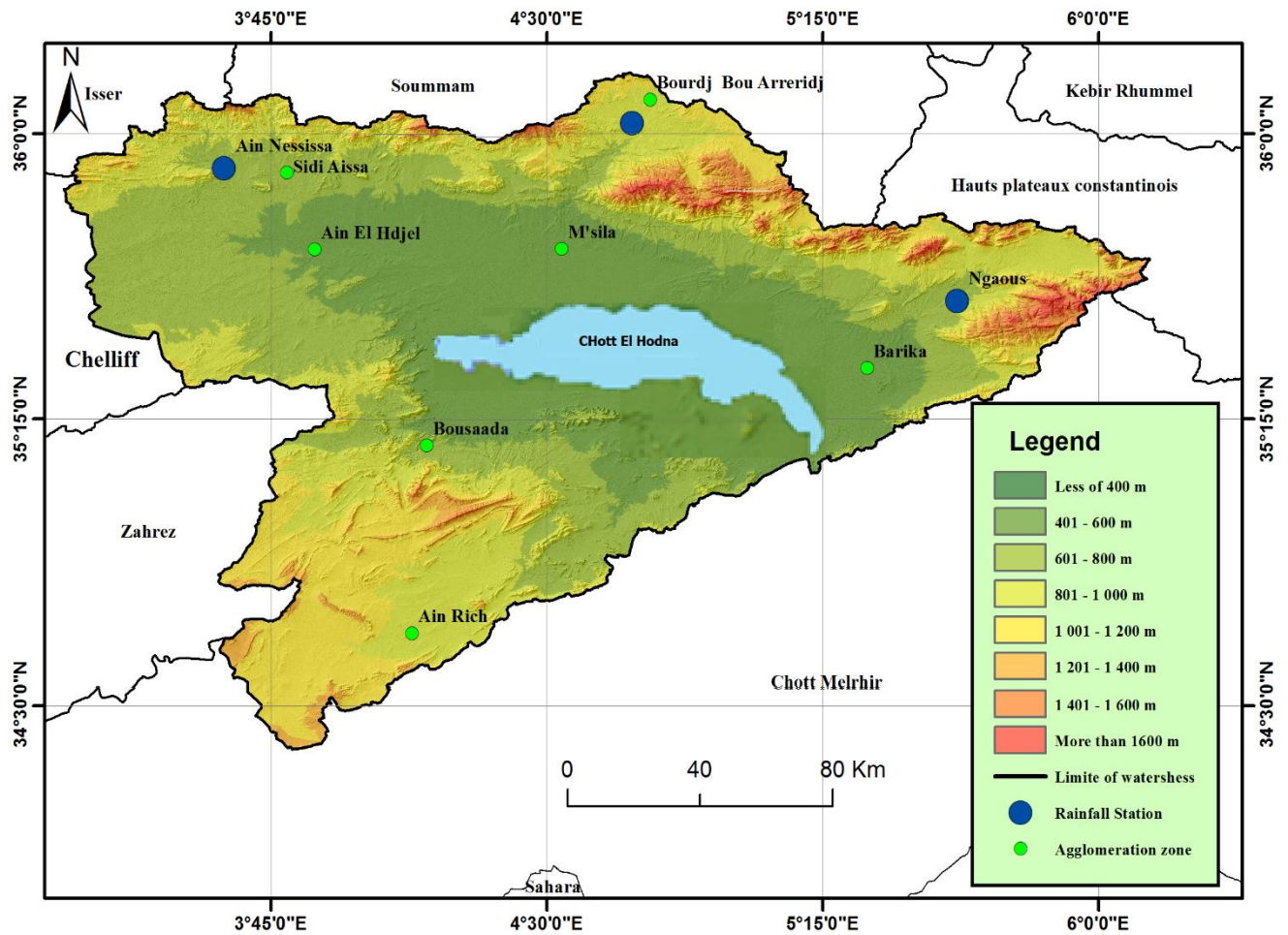


Figure IV. 1: Zone d'étude et localisation des trois stations pluviométriques

IV.2 Approche méthodologique et application

En général, l'évaluation des quantités de pluie provenant d'un événement de pluies intenses en vue de la détermination des courbes IDF constitue la base de l'évaluation des risques d'inondation (Sivapalan & Blöschl, 1998). Dans les régions semi-arides et arides, on ne dispose pas de relevés des précipitations orageuses, et il est donc nécessaire de baser les évaluations des risques d'inondation sur les quantités totales de précipitations journalières, qui sont dans la plupart des cas représentatives des événements de pluies intenses individuels. La prévision des événements de précipitations extrêmes à l'échelle régionale est d'une grande importance en raison de leurs répercussions considérables sur la société. Les impacts sont plus forts dans les régions urbaines en raison du potentiel élevé d'inondation et de la forte densité de population, ce qui entraîne une grande vulnérabilité. En général, les valeurs extrêmes sont représentées par des fonctions densité de la distribution Gamma, ce qui est le cas des quantités de précipitations mensuelles maximales des stations pluviométriques du bassin de Hodna. Ce résultat a été obtenu après la mise à l'épreuve des séries mensuelles de précipitations

maximales à l'ajustement selon cinq lois de distribution (probabilité) : 1) Gumbel 2) log-normale (2 paramètres); log-normale (3 paramètres); Log-Pearson type III, loi Gamma et la loi d'extremum généralisée. La fonction densité de la distribution Pearson type 3 est appelée PDF de Pearson III et son expression mathématique générale est donnée par l'équation suivante (Thom 1958 ; Wilk et al. 1962).

$$f(x) = \frac{1}{a\Gamma(b)} \left(\frac{x-c}{a}\right)^{b-1} e^{-\left(\frac{x-c}{a}\right)} \quad (IV.1)$$

Où $a > 0$, $b > 0$ et $0 < c < x$ sont les paramètres de PDF. Ceux-ci sont appelés respectivement paramètres de position, d'échelle et de forme. Une forme plus simple est donnée en définissant que $y = (x - c)/a$ et par conséquent, il prend la forme suivante :

$$f(y) = \frac{1}{\Gamma(b)} y^{b-1} e^{-y} \quad (IV.2)$$

D'autre part, la fonction densité de la distribution (PDF) Gamma à deux paramètres permet des calculs les paramètres plus faciles et son expression mathématique a la forme suivante :

$$f(x) = \frac{1}{b^a\Gamma(a)} x^{a-1} e^{-x/b} \quad (IV.3)$$

Le PDF correspondant aux données disponibles à chaque station météorologique est obtenu grâce à l'exécution des étapes suivantes. Considérons que les enregistrements de précipitations mensuelles et annuelles maximales sont représentés comme suit $X_1, X_2, X_3, \dots, X_n$, où n est la taille de l'échantillon.

- 1) Organisez les données dans l'ordre croissant, par conséquent une nouvelle séquence non décroissante est obtenue comme $Y_1 < Y_2 < Y_3 < \dots < Y_n$ avec des rangs, m , comme 1, 2, 3, ..., $m = n$, respectivement.
- 2) Reliez à chaque valeur de la séquence ordonnée une valeur de probabilité de non-dépassement, P_m , selon la formulation empirique suivante :

$$P_m = \frac{m}{n+1} \quad (0 < P_m < 1) \quad (IV.4)$$

- 3) Tracez le diagramme de dispersion de la séquence ordonnée en fonction des valeurs de probabilité correspondantes (Y_m par rapport à P_m). Par conséquent, un diagramme de dispersion systématique non décroissant apparaît. De plus, si l'on veut travailler avec des probabilités de dépassement, alors le diagramme de dispersion prend l'allure de forme non croissante après le tracé de Y_m en fonction de $(1 - P_m)$. Par conséquent, la dispersion des points de probabilité systématiques empiriques apparaît sur le papier normal.

- 4) Ces points sont ajustés avec le meilleur PDF parmi de nombreuses alternatives telles que les PDF normal (Gauss), log-normal, Weibull, Gamma à deux et trois paramètres (Pearson III). Ceci est procédé par le logiciel MATLAB écrit par [Şen \(2020\)](#) .
- 5) Enfin, le tracé de la meilleure PDF d'ajustement sur le nuage de points conduit à des figures avec un ensemble de niveaux de risque et aussi le type et les paramètres de la meilleure PDF théorique comme expliquée ci-dessus dans les équations (IV.1)-(IV.3) .

La probabilité est donnée par l'équation (IV.4), tandis que le risque dépend des décideurs, comme 5 et 10%, pour le dimensionnement après l'identification de la PDF théorique.

Dans cette étude, trois stations météorologiques sont prises en considération et une explication détaillée de l'application méthodologique est écrite pour l'une d'entre elles, car la même procédure est utilisée dans ces trois stations.

La figure **IV.2** présente les résultats obtenus pour chaque mois à Ain Nssissa (**station 1**) après l'application des étapes précédentes aux données mensuelles de précipitations maximales. Il est évident que pour chaque mois, seules les PDF Gamma à deux et à trois paramètres sont les PDF théoriques les plus appropriées.

CHAPITRE IV : Courbes d'enveloppe du risque de précipitations extrêmes mensuelles

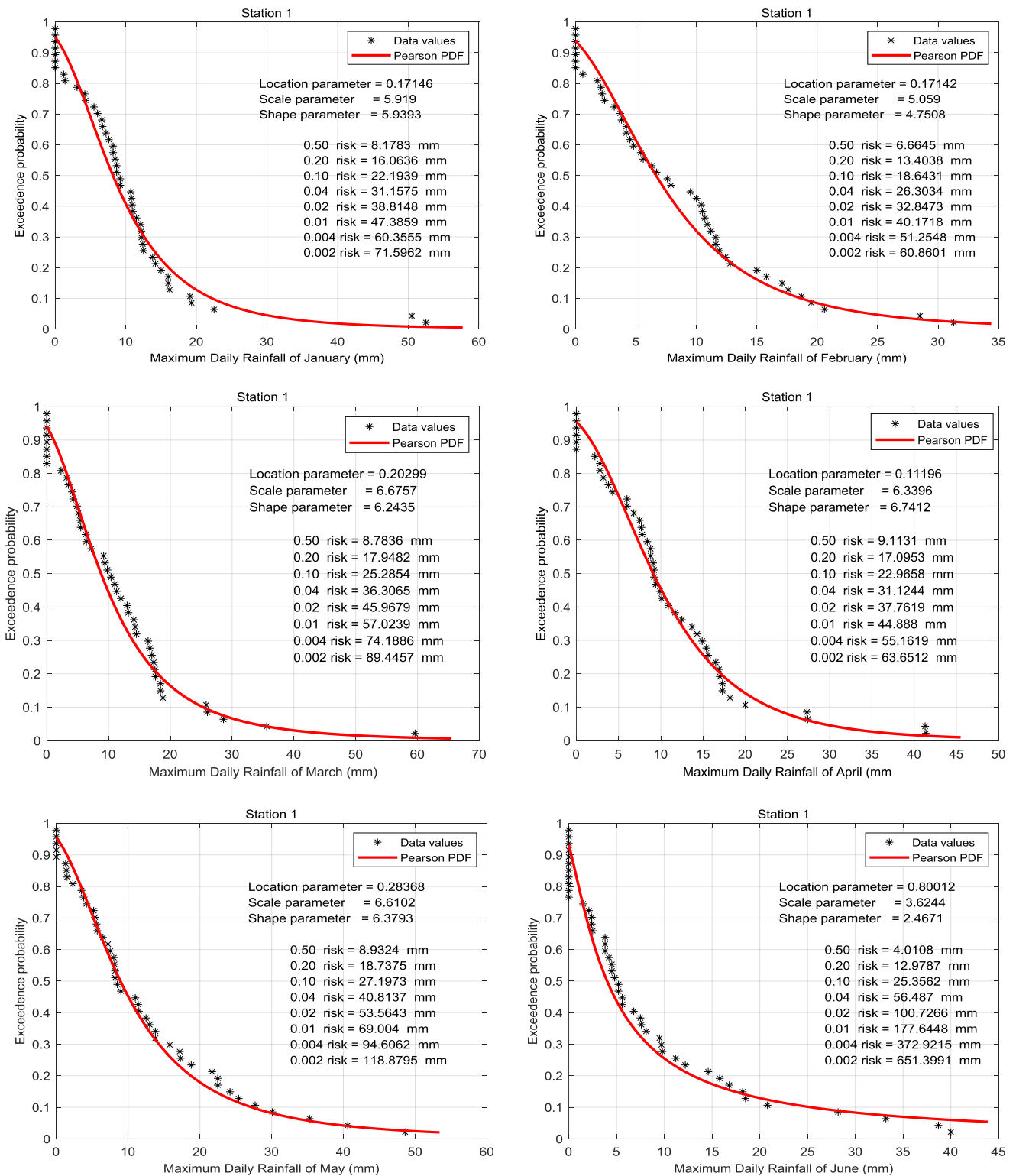


Figure IV. 2: Courbe de risque pour chaque mois à la station météorologique d'Ain Nssissa

CHAPITRE IV : Courbes d'enveloppe du risque de précipitations extrêmes mensuelles

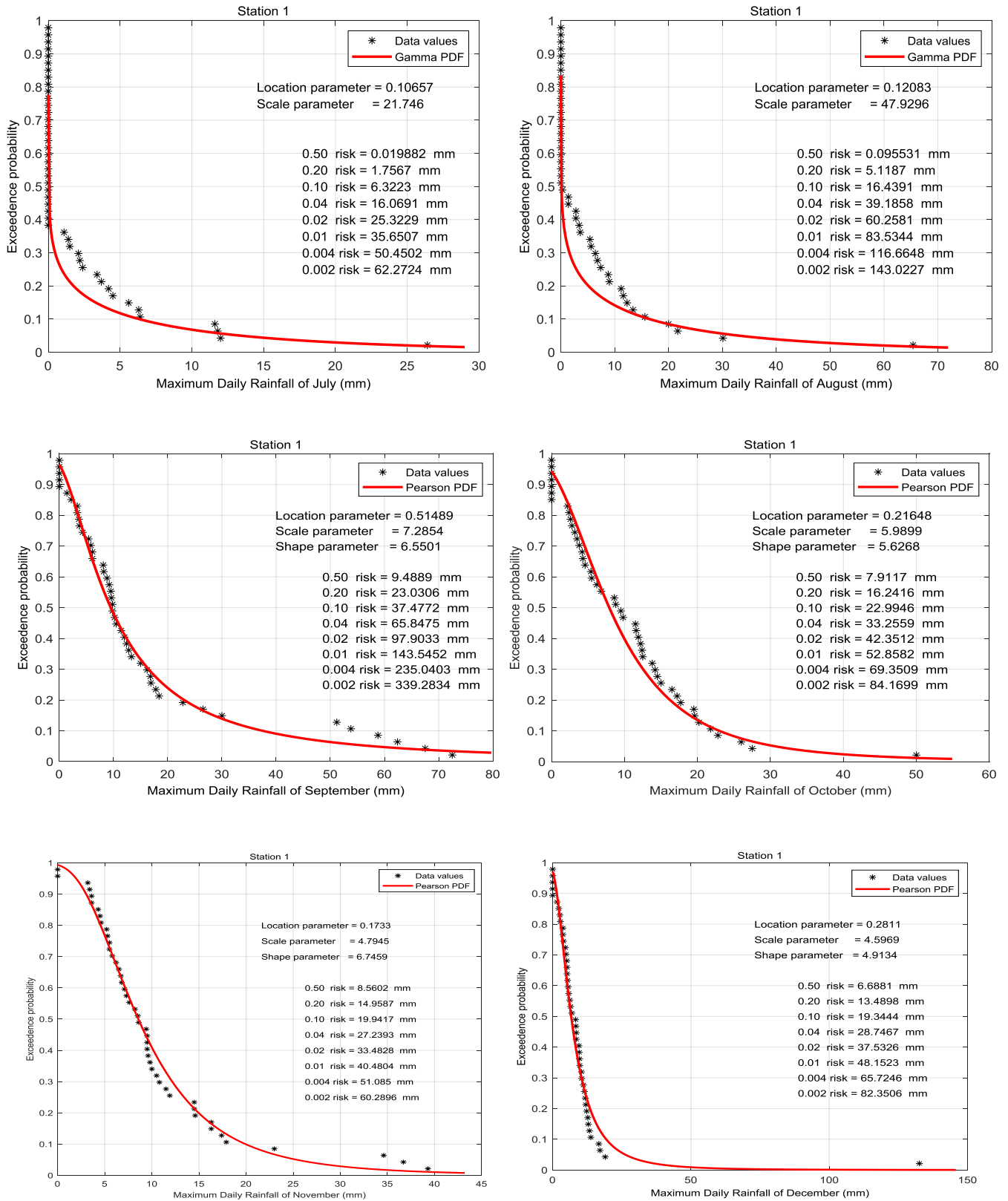


Figure IV.2 : Courbe de risque pour chaque mois à la station météorologique d'Ain Nssissa
(suite et fin)

Le résumé de tout ce qui peut être déduit des graphiques de la figure **IV.2** est présenté en tableau **IV.2**.

Tableau IV. 2: Période de retour, risque et valeurs des précipitations maximales mensuelles (mm) au niveau de la station d'Ain Nssissa

Période de retour (année)	2	5	10	25	50	100	250	500
Risque (%)	50	20	10	4	2	1	0.4	0.2
Jan.	8.18	16.06	22.19	31.16	38.81	47.39	60.36	71.6
Fév.	6.66	13.4	18.64	26.3	32.85	40.17	51.25	60.86
Mar.	8.78	17.95	25.29	36.31	45.97	57.02	74.19	89.45
Avr.	9.11	17.1	22.97	31.12	37.76	44.89	55.16	63.65
Mai	8.93	18.74	27.2	40.81	53.56	69	94.61	118.88
Juin.	4.01	12.98	25.36	56.49	100.73	177.64	372.92	651.4
Juil.	0.02	1.76	6.32	16.07	25.32	35.65	50.45	62.27
Août	0.1	5.12	16.44	39.19	60.26	83.53	116.66	143.02
Sep.	9.49	23.03	37.48	65.85	97.9	143.55	235.04	339.28
Oct.	7.91	16.24	22.99	33.26	42.35	52.86	69.35	84.17
Nov.	0.56	14.96	19.94	27.24	33.48	40.48	51.09	60.29
Déc.	6.69	13.49	19.34	28.75	37.53	48.15	65.72	82.35
Min. (mm)	0.02	1.76	6.32	16.07	25.32	35.65	50.45	60.29
Moyenne (mm)	5.87	14.24	22.01	36.04	50.54	70.03	108.07	152.27
Max (mm)	9.49	23.03	37.48	65.85	100.73	177.64	372.92	651.4
Écart-type	3.71	5.79	7.32	13.55	24.61	44.93	98.09	175.31

IV.3 Courbe de la période de retour des pluies extrêmes

En l'absence de courbes IDF, la relation entre les périodes de retour ou les niveaux de risque et les valeurs des précipitations mensuelles maximales fournit un fondement scientifique pour le calcul de valeurs extrêmes qui conduit à des graphiques, que l'on peut appeler diagrammes de valeurs de risque extrêmes et qui peuvent être tracés à partir des valeurs du tableau **IV.2** pour la station d'Ain Nssissa. Les graphiques résultants sont donnés dans la figure **IV.3** sur les échelles logarithmiques doubles.

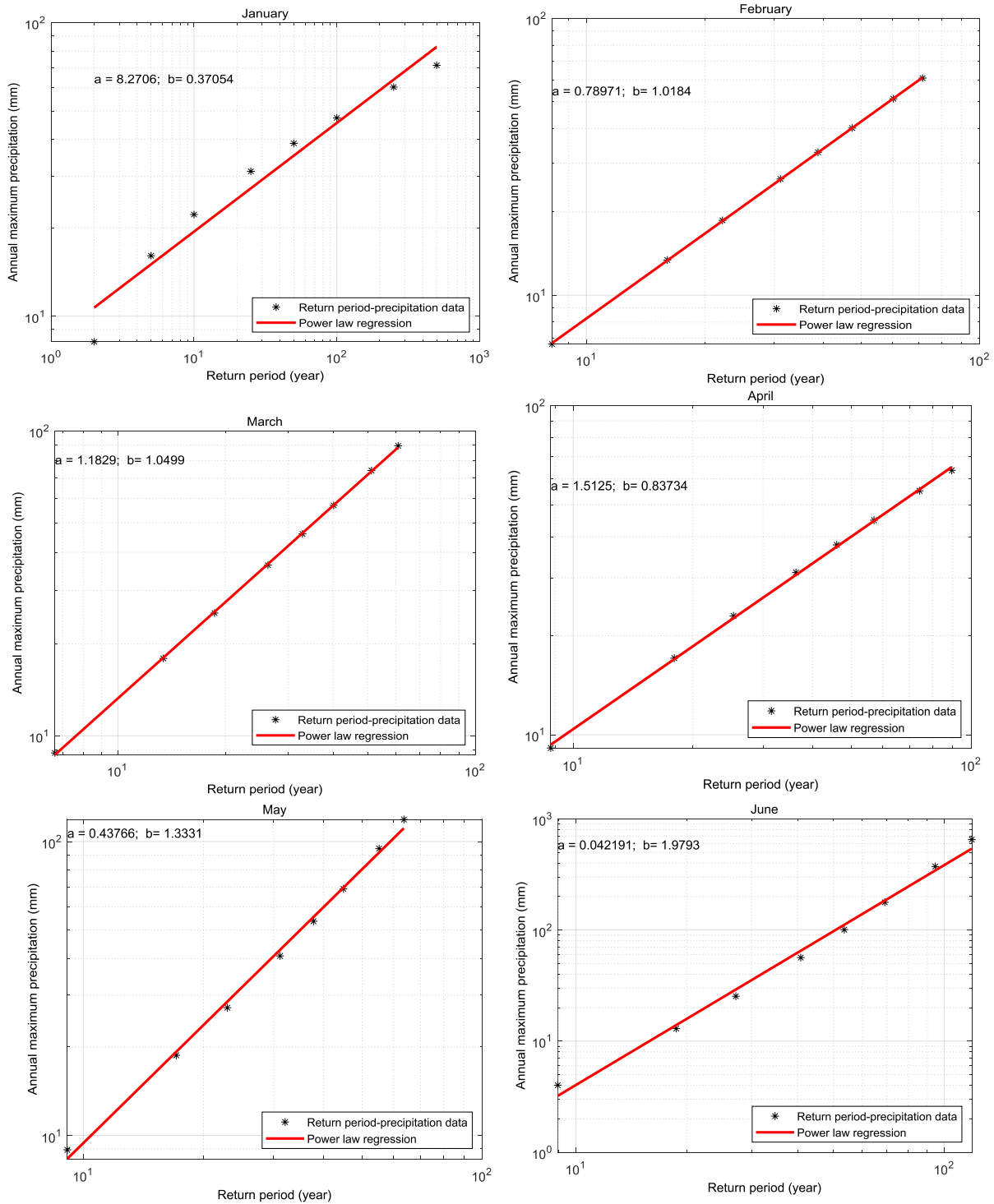


Figure IV. 3: Précipitations mensuelles maximales en fonction de la période de retour

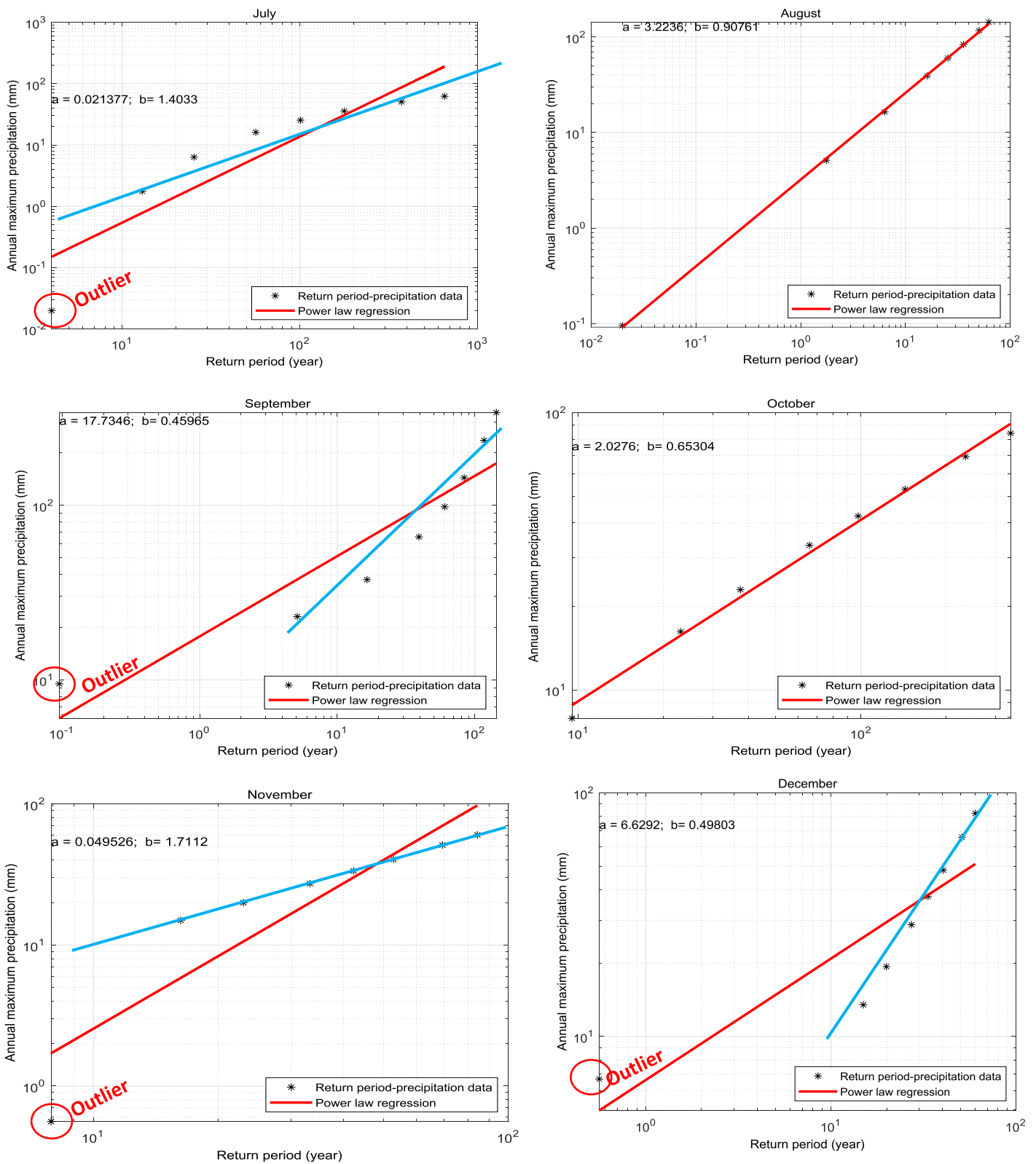


Figure IV.3 : Précipitations mensuelles maximales en fonction de la période de retour (suite et fin)

Le modèle mathématique correspond à une fonction de puissance avec deux paramètres, a et b, qui peuvent être écrits comme suit :

$$Y = aX^b \quad (IV.5)$$

Ou comme suit

$$\log Y = \log a + b \log X \quad (IV.6)$$

Où X (axe horizontal) représente la période de retour et Y représente la quantité de précipitations extrêmes.

L'application de la méthode de régression linéaire sur les nuages des points de la figure IV.3 permet de déterminer l'interception, 'a', et de pente, 'b', des lignes droites rouges. En cas de valeurs aberrantes, la ligne de régression ne présente pas une ligne droite totalement représentative. Dans la figure IV.3, les mois de juillet, septembre, octobre, novembre et décembre présentent des valeurs aberrantes, et par conséquent, les lignes de régression dépourvues de valeurs aberrantes pour ces mois sont illustrées par des lignes droites bleues. Le tableau IV.3 présente les paramètres mensuels des paramètres du modèle puissance.

Tableau IV. 3: Paramètres de la loi de puissance

Mois	a	b
Jan.	8.27	0.37
Fév.	0.79	1.02
Mar.	1.18	1.05
Avr.	1.51	0.84
Mai	0.44	1.33
Juin.	0.04	1.98
Jul.	0.02	1.40
Août.	3.22	0.91
Sep.	17.73	0.46
Oct.	2.02	0.65
Nov.	0.05	1.71
Dec.	6.63	0.50
Moyenne	3.49	1.02
Ecart-type	5.00	0.48

Tableau IV.4 indique les événements pluvieux extrêmes pour la station météorologique d'Ain Nssissa correspondant à un ensemble de niveaux de risque, qui apparaissent également dans chaque graphique de la figure **IV.3**.

Tableau IV. 4: Les mois où le risque de précipitations extrêmes est le plus élevé

Station d'Ain Nssissa			
Période de retour (année)	Risque (%)	Précipitations Maximales (mm)	Mois
2	50	18.65	Septembre
5	20	20.030	“
10	10	22.330	“
25	4	49.54	juin
50	2	99.04	“
100	1	198.04	“
250	0.4	495.04	“
500	0.2	990.04	“

IV.4 Discussion des résultats

La combinaison des informations des deux sections précédentes permet d'obtenir une relation globale entre les précipitations extrêmes mensuelles et la période de retour, comme l'indique la figure IV.4. Le premier constat est la présence d'une limite supérieure de l'enveloppe pour les probabilités d'occurrence de précipitations extrêmes, décrites à travers les niveaux de risque "faible", "moyen" et "élevé". Les valeurs quantitatives des précipitations sont présentées dans le tableau **IV.5** correspondant à trois périodes de retour et niveaux de risque. De ces graphiques, il est possible de déduire les points significatifs suivants :

- Le mois qui présente le risque de précipitations le plus faible est le mois de juillet, car les valeurs de sa période de retour restent presque inférieures à celles de tous les autres mois.
- La limite supérieure de la probabilité d'occurrence de précipitations extrêmes se situe le long de différents mois comme juin, août et septembre.

- Les cas de risque "élevé" sont destinés à apparaître en juin, où la valeur de la période de retour de 100 ans correspond à 380 mm en juin. Les quantités de pluie extrêmes à risque "élevé" suivantes sont susceptibles d'apparaître en Mai et ensuite en Novembre.
- Le risque "moyen" se produit en Août, qui correspond à une période de retour de 50 ans avec 110 mm de précipitations prévues. Le mois suivant dans cette catégorie de risque est la zone de transition de juin-août à septembre.
- Le risque "faible" d'occurrence des inondations est circonscrit au mois de septembre pour des périodes de retour allant jusqu'à 50 ans, et par exemple, la quantité de pluie extrême de la période de retour de 10 ans est d'environ 50 mm.
- Pour toute période de retour donnée dans une année, on peut classer les mois en fonction de leurs valeurs respectives, de haut en bas.
- Toute valeur de pluie mensuelle donnée peut être classée en fonction des valeurs de la période de retour, de la plus petite à la plus grande.

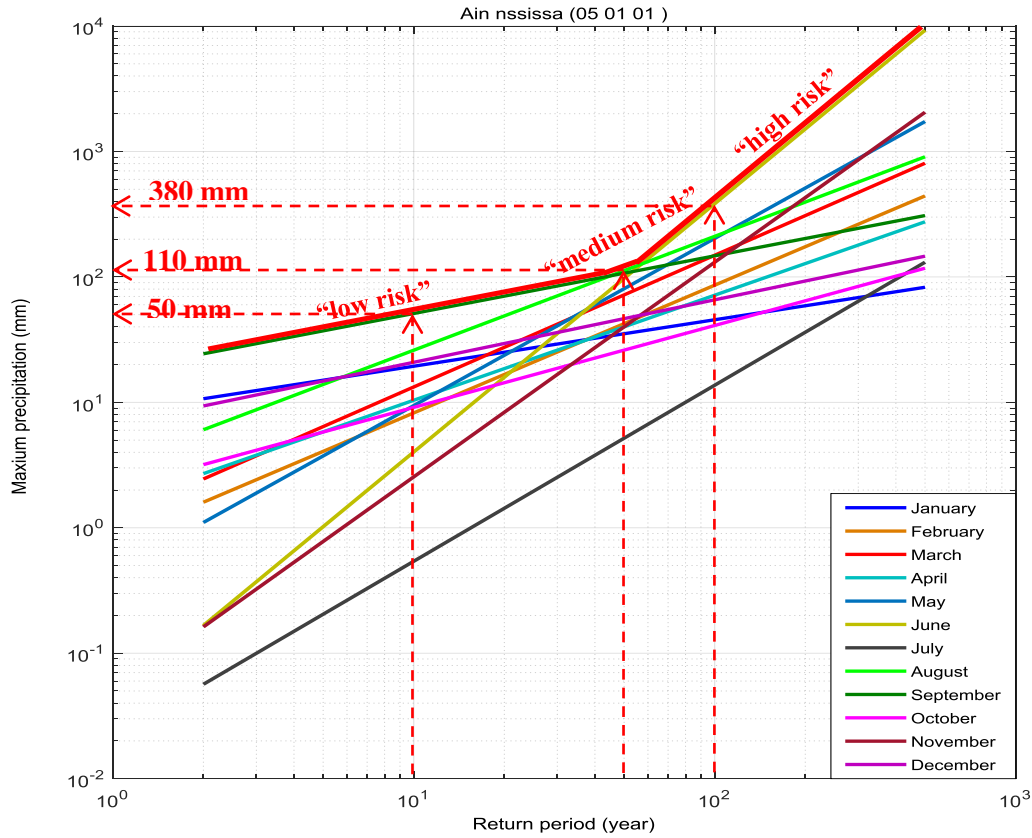


Figure IV. 4: Relations entre les précipitations mensuelles extrêmes et la période de retour à Ain Nssissa (à l'ouest).

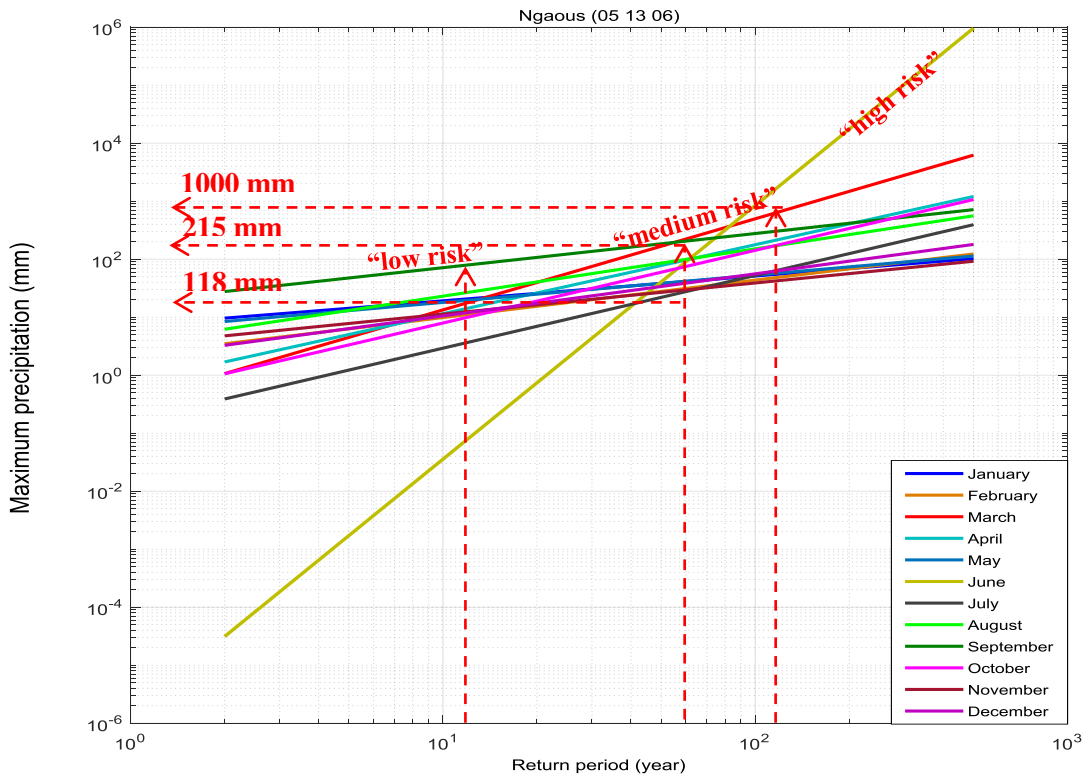


Figure IV. 5: Relations entre les précipitations mensuelles extrêmes et la période de retour à Ngaous.

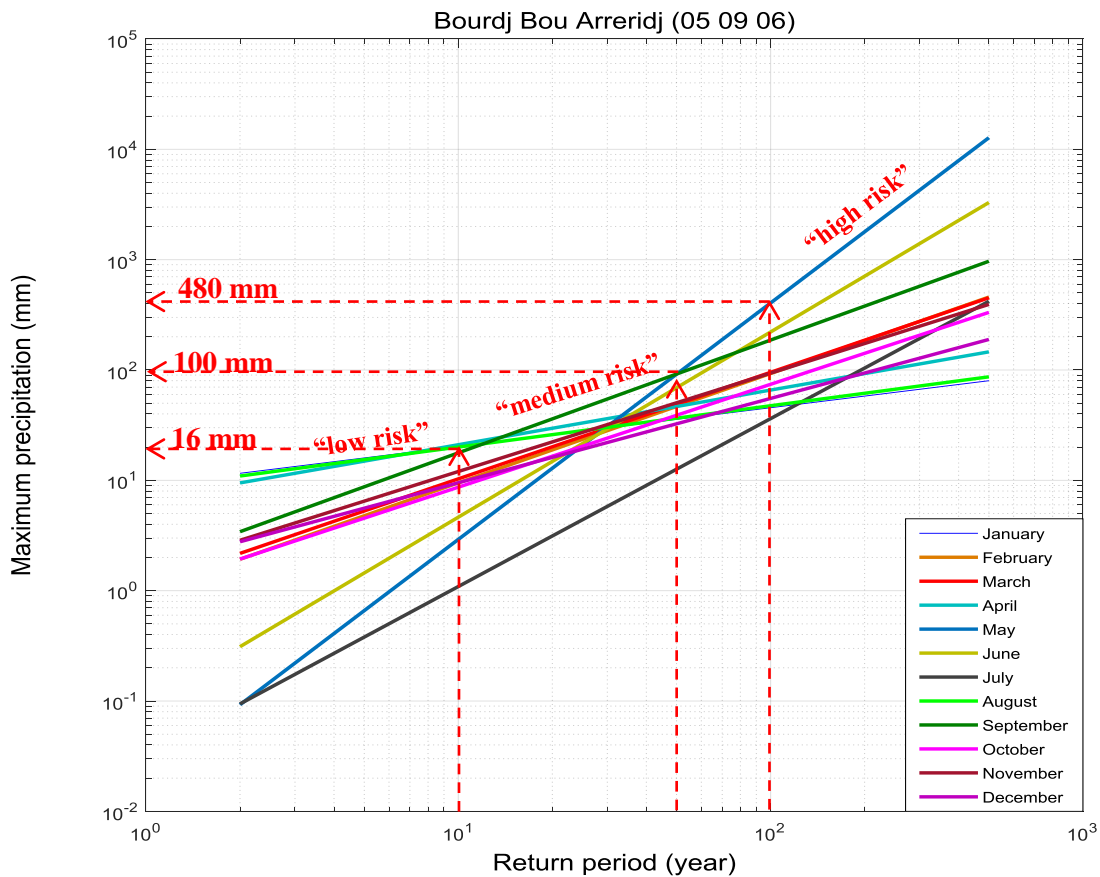


Figure IV. 6 : Relations entre les précipitations mensuelles extrêmes et la période de retour à Bourdj Bou Arreridj.

Tableau IV. 5: Périodes de retour et quantités de précipitations extrêmes

Classes de risque	Descriptions	Stations météorologiques		
		Ain Nssissa	Ngaous	Bourdj Bou Arreridj
"Faible"	Mois	Juillet	Septembre	Juin
	Fourchette de précipitations (mm)	< 110 mm	< 215 mm	< 16 mm
"Moyen"	Mois	Août	Août	Août
	Fourchette de précipitations (mm)	110 mm-380 mm	215 mm-1000 mm	16 mm-100 mm
"Élevé"	Mois	Juin	Mars	Avril
	Fourchette de précipitations (mm)	> 380 mm	> 1000 mm	> 100 mm

1. Sur la figure IV.4, la station météorologique d'Ain Nssissa, à l'ouest du bassin du Hodna, montre la variation de la quantité de pluie extrême en fonction de la récurrence sur un

papier double-logarithmique pour chaque mois. Il est évident que les quantités de pluie les plus faibles apparaissent en juillet, ce qui pourrait être considéré comme étant un signe de sécheresse au cours de ce mois. D'autre part, la ligne brisée de l'enveloppe présente trois classes en séquence : " faible " en Septembre, " moyenne " en Août et " forte " en Juin. Les variations des précipitations extrêmes le long de la ligne brisée de l'enveloppe supérieure sont inférieures à 110 mm pour les "faibles", entre 100 et 130 mm pour les "moyennes" et supérieures à 130 mm pour les "fortes" précipitations extrêmes.

2. Les lignes droites de l'enveloppe sur papier à double logarithme sont données pour la station météorologique de Ngaous dans la figure **IV.5**, où le faisceau de lignes mensuelles sont assez proches les unes des autres par rapport à la station précédente. Cependant, il ressort une ligne irrégulière au mois de juin, qui présente à la fois des précipitations plus faibles ainsi qu'une composante à fort risque d'occurrence de précipitations extrêmes tout au long de la ligne de l'enveloppe. Cette particularité indique que ce mois est caractérisé par des précipitations extrêmes plutôt "faibles" dans le contexte de la période sèche. Cependant, il présente également une occurrence "élevée" de précipitations extrêmes dans la limite supérieure de l'enveloppe avec plus de 400 mm, ce qui a une chance très rare de se produire. Le mois de septembre joue un rôle dominant dans les occurrences de précipitations extrêmes "faibles" avec moins de 215 mm, tandis qu'un champ de précipitations extrêmes "moyennes" de courte durée présente des quantités de précipitations extrêmes qui peuvent varier de 215 à 400 mm.
3. Enfin, la station météorologique de Bourdj Bou Arreridj (figure **IV.6**), dans le sud, présente une ligne de précipitations extrêmes très inférieure en juillet avec des quantités de précipitations extrêmes attendues qui varient de 0,1 à presque 200 mm. Le long de la ligne d'enveloppe, il y a trois parties mensuelles différentes. Les valeurs de précipitations extrêmes "faibles" se situent le long du mois d'août pour une période de retour d'environ 15 ans. Le mois de septembre apparaît pour des prévisions de précipitations extrêmes "moyennes" de 16 à 100 mm, et la partie "haute" se situe pendant le mois d'avril avec des précipitations extrêmes de plus de 100 mm (Tableau IV.5).

Enfin, le tableau IV.6 est établi pour résumer les valeurs mensuelles de l'enveloppe, à savoir les valeurs de précipitations extrêmes mensuelles pour des périodes de retour de 10 ans, 50 ans et 100 ans avec des niveaux de risque correspondants de 0,10, 0,20 et 0,01, respectivement.

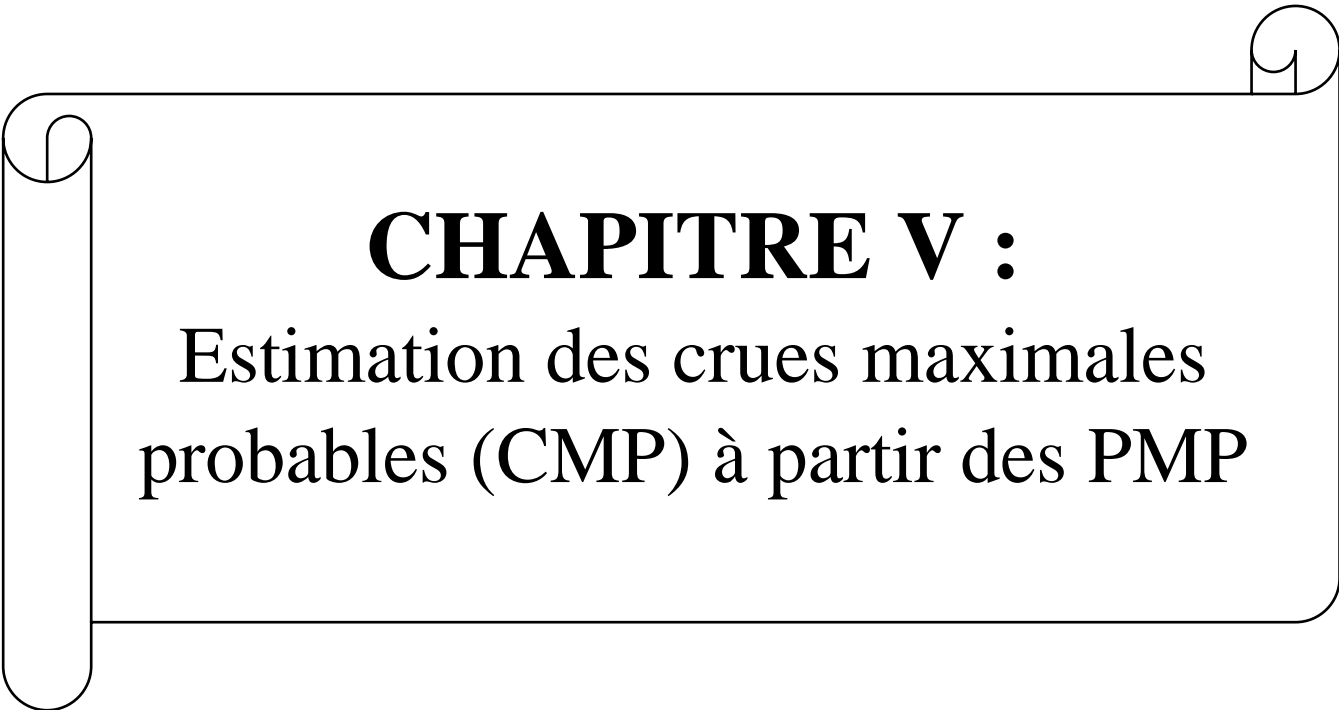
Tableau IV. 6: Valeurs mensuelles de l'enveloppe

Nom de la Station	Période de retour et le risque		
	10 ans	50 ans	100 ans
	<u>0.100</u>	<u>0.020</u>	<u>0.010</u>
Ain Nessissa	50.0	110.0	380.0
Ngaous	118.0	215.0	1000.0
BB Arreridj	16.0	100.0	480.0

IV.5 Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre est de déterminer en premier lieu la fonction de densité de la distribution des séries de pluies maximales mensuelles afin de trouver les périodes de retour (inverse des niveaux de risque), qui jouent un rôle important dans l'analyse fréquentielle des pluies extrêmes. La relation entre la période de retour et les valeurs mensuelles des précipitations maximales est obtenue pour chaque mois, sous forme de lignes droites sur un papier double-logarithmique. Ces graphiques à double logarithme indiquent les mois où se produisent les événements de précipitations extrêmes et la durée de la période de retour. L'application de la méthodologie proposée a indiqué que les PDF des précipitations maximales mensuelles suivent une formulation mathématique Gamma à deux ou à trois paramètres (Pearson III). Cependant, la période de retour et les valeurs des précipitations maximales mensuelles ont la forme d'une fonction de puissance pour laquelle des paramètres sont également obtenus. Un nouveau concept d'enveloppe des précipitations extrêmes est développé et appliqué pour trois stations, qui fournissent des informations utiles en l'absence de courbe IDF. Les applications de ces méthodologies sont présentées pour le bassin versant du Hodna en Algérie à travers les hauteurs de pluie maximales journalières mensuelles de trois stations météorologiques. Deux points forts ont été accomplis dans ce chapitre, à savoir :

- Une nouvelle méthodologie a été proposée sous forme de « courbes d'enveloppe » pour l'évaluation des précipitations mensuelles maximales en fonction d'un ensemble de niveaux de risque ou de périodes de retour.
- En cas d'absence de courbes intensité-durée-fréquence (IDF), les courbes d'enveloppe peuvent être utilisées pour estimer les événements de précipitations extrêmes.

A decorative border resembling a scroll, with a vertical strip on the left and a horizontal strip at the top, both with rounded ends and small circular details at the corners.

CHAPITRE V :

Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Introduction

La précipitation maximale probable (PMP) est définie par l'Organisation météorologique mondiale (OMM 2009) comme étant la hauteur de précipitation théoriquement la plus importante qui est physiquement et scientifiquement raisonnable sur une zone définie pendant une période donnée. Elle est considérée comme le type de précipitations qui se traduit souvent en une crue maximale probable (CMP) utilisée pour l'estimation de la crue de conception des structures hydrauliques (dimensions des évacuateurs, tunnels de dérivation et capacité de stockage des barrages) et la protection contre les inondations des zones et infrastructures potentiellement vulnérables (Lagos et Vargas 2014 ; Kappel et al. 2016). La CMP est définie comme étant la crue maximale que l'on peut raisonnablement s'attendre à voir survenir à un endroit et à une période de l'année donnés, en réponse à une combinaison des conditions météorologiques et hydrologiques probables les plus sévères (Chow et al, 1988). Elle est considérée comme la limite supérieure de la crue, de sorte que les infrastructures doivent être construites pour résister à la plus grande quantité possible de précipitations (PMP), sur la base de notre compréhension du milieu physique (Chen et al, 2016). Les études de PMP et CMP sont nombreuses dans la littérature et beaucoup ont été réalisées dans différentes parties du monde avec un ensemble de structures de données existantes tant sur le plan théorique que pratique (Hansen et al. 1982 ; BOM 1994 ; Svensson et Rakhecha 1998 ; Clark et Rakhecha 2002 ; Papalexiou, Koutsoyiannis, 2006, Beauchamp et al. 2013 ; Jothityangkoon et al. 2013 ; Lagos et Vargas 2014 ; Şen et al 2018). Il est possible d'évaluer ces approches en deux catégories ; les analyses statistiques fréquentielles des précipitations, et les analyses basées sur des situations synoptiques, où les mesures de radiations verticales sont importantes pour les calculs de précipitations observables (Şen 2018). À l'échelle d'un bassin versant, la détermination de la CMP nécessite l'estimation de la précipitation maximale probable (PMP). Cette dernière requiert la collecte de données historiques sur les orages observés. La conversion de la PMP en PMF peut être effectuée en utilisant un modèle pluie-débit calibré sur des données climatologiques et hydrologiques observées sur un bassin versant (WMO 2009). Par exemple, le modèle hydrologique HSAMI a été utilisé par Beauchamp et al. (2013) pour simuler la CMP en été-automne au Québec dans le cadre du changement climatique en utilisant les PMP calculées par l'analyse des modèles d'isohyètes synthétiques des averses. Jothityangkoon et al. (2013) ont estimé le PMP sur la base de l'analyse statistique

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

des données du bassin versant de la rivière Ping, dans le nord de la Thaïlande, et ils ont appliqué un modèle hydrologique distribué pour simuler le CMP sous les effets des changements du climat et de l'occupation des sols. [Chen et al. \(2016\)](#) ont étudié l'effet de la fonte des neiges sur la PMP et, par la suite, sur la PMF à l'aide du modèle *Watershed Environmental Hydrology*. L'hydrogramme unitaire synthétique de Snyder a été également utilisé pour calculer la CMP en utilisant la pluie maximale ([Lagos et Vargas 2014](#)). De nombreuses techniques et approximations déterministes ou probabilistes ont été employées et préconisées. La méthode de l'hydrogramme unitaire est la plus utilisée aux États-Unis d'Amérique où elle est recommandée par le Bureau of Reclamation pour transformer le PMP en PMF ([Bureau of Reclamation 2006](#)). Les méthodes probabilistes tels que celle du GRADEX ([Guillot et Duband 1967](#)) et du SCHADEX ([Paquet et al. 2006](#) ; [Viard et al. 2019](#)) sont largement utilisées en France et dans d'autres pays du monde pour la conception des évacuateurs de crues des barrages.

Dans les cas de précipitations extrêmes et d'études d'évaluation des risques de crues, la méthode PMP et ensuite la méthode de la crue maximale probable (CMP) jouent un rôle important ([Hershfield 1961](#) ; [Rakhecha et al. 1992](#) ; [Koutsoyiannis 1999](#) ; [Koutsoyiannis et Papalexiou 2006](#)). Cependant, les tendances climatiques varient à un rythme lent et leur impact sur le PMP est faible comparé aux autres incertitudes liées à l'estimation de ces valeurs extrêmes. Par conséquent, les tendances climatiques ne sont pas prises en considération lors de la préparation des estimations du PMP ([WMO, 2009](#)). Le PMP sert de base à l'évaluation du CMP et plusieurs approches ont été développées pour estimer un PMP depuis quelques décennies ([Wang et Jawed, 1986](#) ; [Golding, 1987](#)). Tout d'abord, il y a les approches empiriques qui fournissent une évaluation préliminaire grossière et utile. Ensuite, on trouve les approches statistiques qui ne nécessitent que des données de précipitations. Ces approches sont recommandées dans les zones dépourvues de mesures horaires des précipitations, de la vitesse du vent et de la température du point de rosée ([Chavan et Srinivas, 2015](#) ; [OMM, 2009](#)). La méthode développée par [Hershfield \(1961\)](#) est l'une des méthodes les plus fréquemment utilisées pour estimer le PMP par l'approche statistique. Cette méthode permet d'estimer une PMP de 24 heures et moins à partir des données de précipitations maximales annuelles ([Douglas et Barros 2003](#)). Les résultats de la méthode de Hershfield sont valables pour des bassins versants dont la superficie est inférieure à 1 000 km² ([Hershfield, 1961, 1965, WMO, 2009](#)). Les résultats obtenus par la méthode Hershfield dans les études précédentes sont étroitement comparables à ceux obtenus par les méthodes à base physique

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

qui ont été développées (Rakhecha et Singh, 2009 ; Chavan & Srinivas 2017). Actuellement, cette méthode a été appliquée dans plusieurs régions du monde, notamment : Inde par Chavan & Srinivas (2017) et Sarka & Maity (2020), Iran par Afzali-Gorouh et al. (2018) et Merrikhpour et al. (2021), Éthiopie par Daba et al. (2021) et Thaïlande par Shrestha & Roachanakanan (2021). Enfin, il existe certaines méthodes physiques pour estimer la PMP. Cependant, ces méthodes nécessitent une expertise météorologique appropriée. Dans cette catégorie, la méthode de maximisation de l'humidité développée par l'OMM (OMM, 2009) est la plus largement appliquée.

En Algérie, un manque appréciable en jaugeages à grande hauteur a été observé, ce qui peut conduire à des erreurs systématiques aussi élevées que 100% au cours de l'extrapolation de la courbe de tarage pour les grands débits (Lang et al. 2010). La plupart des cours d'eau algériens sont des courants diluviens de courte durée qui ne se produisent qu'après de fortes précipitations (Kastali et al. 2021). Lors des crues des cours d'eau, des courants rapides et violents et des quantités importantes de sédiments sont transportés (Remini 2017). Selon les standards de classification des crues utilisée en France (Lang et al. 2010), Zeroual et al. (2016) ont constaté que dans la plupart des stations hydrométriques d'Algérie, la période de retour du débit maximum jaugé était inférieure à 10 ans.

Ces renseignements permettent d'évaluer le degré d'extrapolation de la courbe de tarage de n'importe quelle station en comparant la valeur de débit maximum jaugé par rapport à la période de retour T de la valeur maximale de crue. La valeur maximale de débit jaugé, $Q_{j,max}$, est déterminée à partir de dépouillement de fiches de jaugeages et de la période de retour, T , du débit $Q_{j,max}$. Ce dernier est calculé à partir de la distribution de Gumbel dont les paramètres de la loi sont déterminés suite à l'ajustement des débits maximaux annuels à cette loi. Selon Lang et Claudet (Lang and Claudet 2005), les valeurs de $Q_{j,max}$ ont été réparties dans quatre classes, correspondant à l'échelle d'intensité de crue utilisée en France, crue fréquente ($T < 2$ ans), crue moyenne ($2 \leq T < 10$ ans), crue forte ($10 \leq T < 100$ ans) et crue rare ($T \geq 100$ ans). En Algérie, les méthodes les plus efficaces de détermination de débit de conception dans les bassins non jaugés sont basées sur des ajustements statistiques des précipitations maximales telles que la méthode du Gradex (CFGB 1994) ou sur des formules empiriques qui relient le débit à certaines caractéristiques physiques et hydrométéorologiques du bassin, telles que la superficie, la longueur et la pente du canal principal et la précipitation annuelle maximale.

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

La région méditerranéenne, dont l'Algérie fait partie, est l'une des régions les plus sensibles au changement climatique selon les projections globales du climat futur (Giorgi 2006). Un réchauffement de la région est susceptible de modifier le cycle hydrologique du bassin méditerranéen. En effet, ce réchauffement pourrait entraîner une augmentation de la température moyenne à la surface du globe d'environ 3°C d'ici la fin du siècle selon le scénario RCP8.5 et la diminution des précipitations est estimée entre -4% et -27% (IPCC Working Group 1 et al. 2013). Par conséquent, l'augmentation de la température en Méditerranée devrait conduire à une augmentation de la quantité de vapeur d'eau présente dans l'atmosphère et par conséquent à une augmentation des précipitations maximales probables (PMP) (WMO, 2009). Dans les régions arides d'Algérie, malgré le fait qu'un certain nombre d'études récentes ont été consacrées à l'examen de l'impact du changement climatique sur les variables climatiques (Amroune et al. 2020a ; Bouabdelli et al 2020 ; Hadour et al, 2020 ; Bouznad et al. (2020) ; Zeroual et al, 2013), très peu d'études ont porté sur les impacts régionaux potentiels des événements de PMP et sur l'intégration des risques climatiques potentiels dans la conception et l'exploitation des structures hydrauliques. En effet, toutes les études locales précédentes ont été focalisées sur l'étude de l'effet de dérèglement du climat sur la disponibilité d'eau dans les cours d'eau des zones arides et semi-arides d'Algérie (Zeroual et al, 2013 ; Hadour et al, 2013 ; Amroune et al. 2020b), le risque de sécheresse (Bouabdelli et al 2020), la température moyenne et les précipitations (Zeroual et al, 2019). Par exemple, Bouabdelli et al 2020 ont constaté, en utilisant les résultats de neuf modèles climatiques globaux mis à l'échelle à l'aide du modèle climatique régional du Centre Rossby (RCA4), que le risque de récurrence de sécheresse extrême dans le futur a été projeté comme étant plus important que la période de référence. Zeroual et al (2013) ont trouvé une diminution des débits futurs d'environ 10-20% dans le bassin versant du Hodna.

Les problèmes évoqués précédemment ont motivé cette étude, qui vise à appliquer les méthodologies PMP et PMF au niveau de 23 stations pluviométriques dans le bassin du Hodna en Algérie, en vue d'évaluer les hydrogrammes de crue au niveau des stations et les comportements régionaux en fonction d'un ensemble de niveaux de risque. De nouveaux graphiques sont proposés pour déterminer les niveaux de risque de PMP et PMF concernant le débit de max de l'hydrogramme de crue, le temps monté et de base de l'hydrogramme de crue. Ces graphiques aident à calculer la magnitude du PMF à condition que le niveau de risque soit défini par les ingénieurs ou les décideurs concernés. En outre, nous avons évalué le changement dans le PMP en comparant entre les PMP calculées au niveau des données

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

observées de 23 stations au cours de la période de référence et le PMP projeté à l'avenir en utilisant les données du modèle régional RCA4 (*Rossby Center Atmosphere model, version 4*). Le modèle régional RCA4 est forcé par un modèle de circulation globale MPI-ESM-LR sous deux scénarios de forçage radiatif "*Representative Concentration Pathways*" (RCPs) RCP4.5 et RCP8.5.

V.1 Zone d'étude

Dans cette étude, les enregistrements des précipitations journalières (PJ) et des précipitations journalières maximales annuelles (PMJA) de 23 stations météorologiques sont considérés dans le bassin versant du Hodna. Le tableau V.1 indique les noms des stations et les paramètres statistiques de base de ces 23 stations. L'emplacement de ces stations par rapport au bassin de Hodna est représenté dans la figure V.1. Les enregistrements de données couvrent la période de 1960 à 2011.

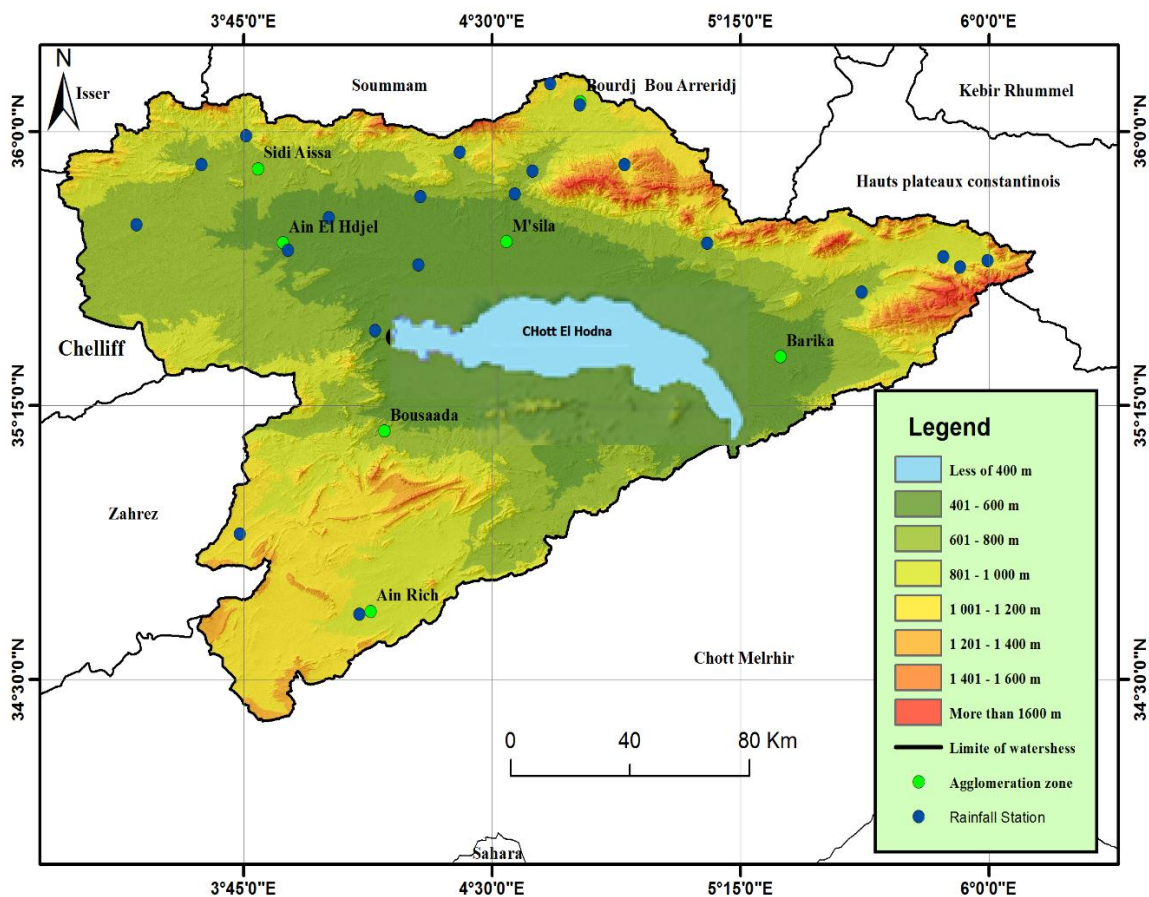


Figure V. 1: Zone d'étude et emplacement des 23 stations pluviométriques

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Tableau V. 1: Les paramètres statistiques des précipitations maximales journalières.

Code	Nom	Les paramètres statistiques		Paramètres de la loi Gamma	
		Moyenne (mm)	Écart type (mm)	Alpha (α)	Beta (β)
50101	Ain Nessissa	34.59	21.82	3.45	10.02
50201	Draa El Hadjar	27.31	18.67	3.76	7.27
50301	Ain El Hadjel	29.75	10.73	6.97	4.27
50402	Dirah Centre	27.27	10.55	7.51	3.63
50502	Meida	28.32	13.38	4.89	5.79
50701	Chellal (Hodnet O. Msila)	23.62	10.09	6.39	3.69
50702	Ain Khhermane	31.39	13.61	5.41	5.8
50703	Rocade Sud	22.81	9.91	5.99	3.81
50802	El Haourane M.F.	32.55	15.63	5.7	5.72
50901	Medjez	31.03	12.37	5.77	5.38
50904	Bordj Ghdır	35.52	12.12	7.82	4.54
50905	BB Arrerendj Demrh	32.71	10.2	10.19	3.21
50906	Medjana (LA)	33.51	13.1	6.85	4.89
51005	Ksob Barrage	27.23	11.15	6.58	4.14
51009	Tarmount	29.35	18.57	3.95	7.43
51111	Sidi Ouadah	35.24	12.54	8.08	4.36
51201	Merouana	42.19	19.71	5.07	8.32
51203	Oued El Ma	37.54	16.21	5.35	7.01
51206	Cherfa El Ain	34.43	14.7	6.51	5.29
51306	Ngaous	37.9	18.74	4.51	8.4
51703	Slim	27.86	13.98	4.04	6.9
51801	Baniou	22.92	9.97	5.91	3.88
52002	Ain Rich	15.21	17.04	1.37	11.08
Minimum		15.21	9.91	1.37	3.21
moyenne		30.45	14.12	5.74	5.86
Maximum		42.19	21.82	10.19	11.08
Écart type		5.96	3.56	1.84	2.13

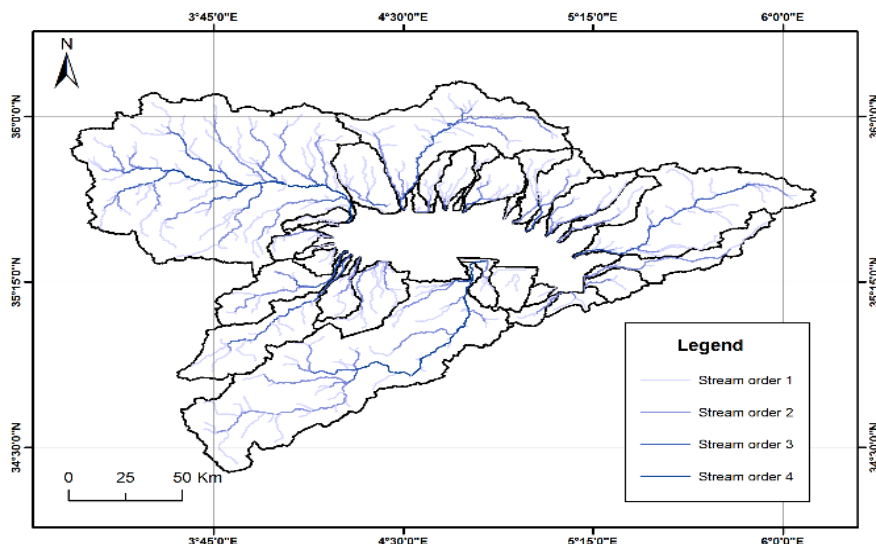


Figure V. 2: Réseau hydrographique du bassin versant du Hodna

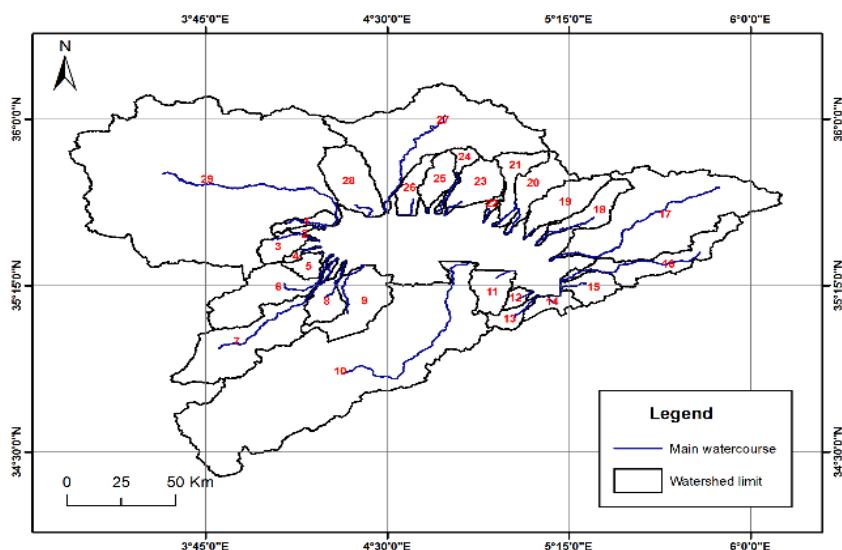


Figure V. 3: Cours d'eau principaux du bassin versant du Hodna.

V.2 Approche méthodologique de calcul de PMP et du PMF

La procédure de calcul du PMP est présentée en détail par l'Organisation météorologique mondiale (OMM 2009). La base de la méthode de calcul statistique des PMP est fondée sur l'équation de fréquence proposée par Hershfield (1961, 1965). La méthode de Hershfield est valable pour une station météorologique individuelle et la combinaison entre un jeu de données de PMP et de CMP permet d'établir des cartes spatiales. Aucune restriction de zone n'est donc imposée, mais en général, plus la zone est petite, plus les résultats seront fiables.

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

En général, le PMP est une fonction du Facteur de fréquence (FF), k_m , de l'écart-type, S_x , et de la moyenne arithmétique \bar{X} des (PMJA) dans un ensemble de données (X_1, X_2, \dots, X_n) de longueur 'n'. La relation est donnée comme suit :

$$PMP = \bar{X} + k_m S_x \quad (V.1)$$

FF est le nombre d'écart types ajoutés à la moyenne arithmétique pour obtenir la plus grande valeur de précipitation possible dans une série d'enregistrement donnée. L'exclusion de la plus grande valeur des PMJA dans la série d'enregistrement conduit à une autre série PMJA de longueur n-1. La PMJA, P_{max} , peut être reliée à la moyenne arithmétique et à l'écart-type de cette nouvelle série, de la même manière que l'équation (V.1), comme suit.

$$P_{max} = \bar{X}_{n-1} + k_m S_{X(n-1)} \quad (V.2)$$

Il est donc possible de calculer FF selon l'expression suivante.

$$k_m = \frac{P_{max} - \bar{X}_{n-1}}{S_{X(n-1)}} \quad (V.3)$$

Une fois les calculs de la PMP sont terminés, il est possible de convertir ces valeurs en un hydrogramme de crue via une relation pluie-débit appropriée. Cette procédure est appelée la méthode de la crue maximum probable (CMP). À cette fin, les étapes suivantes sont nécessaires pour arriver à l'hydrogramme de crue final.

1. L'PMJA se réfère à une période de 24 heures qui ne peut jamais être atteinte dans la plupart des zones d'études arides ou semi-arides. Les orages durent 3 à 5 heures au maximum, selon l'expérience et les relevés réalisés dans le passé. Le calcul du débit de crue peut être effectué empiriquement selon la méthode de Snyder (1938), qui donne le temps nécessaire pour atteindre le débit de pointe, t_p , en considérant la plus grande longueur du cours d'eau, L , et la longueur obtenue à partir de la projection du centroïde de gravité de ce cours d'eau vers l'exutoire, L_c . Le temps nécessaire pour atteindre le débit de pointe, t_p , est calculé selon la formule empirique de Snyder, comme suit :

$$t_p = C_t (LL_c)^{0.3} \quad (V.4)$$

Dans ce contexte, C_t est un facteur temporel calculé pour certains Oueds du climat aride dans différentes zones de bassin versant de la péninsule arabique et la valeur moyenne obtenue est de 1,37 (Şen et al. 2016). Puisque les régions semi-arides d'Algérie ont des conditions

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

similaires, la même valeur moyenne a été adoptée dans cette étude. La méthode de Snyder dépend de la formulation du débit de pointe, Q_P , qui dépend de la zone de drainage, A , du temps jusqu'au débit de pointe, t_p , et du coefficient de débit de pointe, C_p , qui varie entre 0,23 et 0,67.

$$Q_P = \frac{2.78C_pA}{t_p} \quad (V.5)$$

Dans cette étude, le coefficient de débit de pointe est considéré égal à 0,5 pour la mise en œuvre de cette expression.

2. Les valeurs de débit de pointe peuvent être calculées selon différentes méthodologies suggérées par Snyder (1938), SCS (1971) et Sirdaş et Şen (2007). Cependant, dans ce travail, l'approche rationnelle appliquée aux petites zones de drainage est considérée de pour éviter tout risque.
3. Il est nécessaire d'obtenir la variation du temps de crue avec une méthodologie appropriée, qui est l'approche de l'hydrogramme unitaire adimensionnel (SCS 1971).

V.2.1 Fonctions de distribution des probabilités

Pour chaque station, la structure interne des quantités PMJA est identifiée par la PDF Gamma à deux paramètres. Le tableau V.2 présente la moyenne arithmétique, l'écart-type des enregistrements et les paramètres théoriques de position et d'échelle de la PDF, α et β , respectivement.

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Tableau V. 2 Paramètres statistiques des précipitations maximales journalières.

Code de la Station	Nom de la Station	Les paramètres statistiques		Paramètres de la loi Gamma	
		Moyenne (mm)	Écart type (mm)	Alpha (α)	Beta (β)
50101	Ain Nessissa	34.59	21.82	3.45	10.02
50201	Draa El Hadjar	27.31	18.67	3.76	7.27
50301	Ain El Hadjel	29.75	10.73	6.97	4.27
50402	Dirah Centre	27.27	10.55	7.51	3.63
50502	Meida	28.32	13.38	4.89	5.79
50701	Chellal (Hodnet O. Msila)	23.62	10.09	6.39	3.69
50702	Ain Khermane	31.39	13.61	5.41	5.8
50703	Rocade Sud	22.81	9.91	5.99	3.81
50802	El Haourane M.F.	32.55	15.63	5.7	5.72
50901	Medjez	31.03	12.37	5.77	5.38
50904	Bordj Ghdir	35.52	12.12	7.82	4.54
50905	BB Arreridj Demrh	32.71	10.2	10.19	3.21
50906	Medjana (LA)	33.51	13.1	6.85	4.89
51005	Ksob Barrage	27.23	11.15	6.58	4.14
51009	Tarmount	29.35	18.57	3.95	7.43
51111	Sidi Ouadah	35.24	12.54	8.08	4.36
51201	Merouana	42.19	19.71	5.07	8.32
51203	Oued El Ma	37.54	16.21	5.35	7.01
51206	Cherfa El Ain	34.43	14.7	6.51	5.29
51306	Ngaous	37.9	18.74	4.51	8.4
51703	Slim	27.86	13.98	4.04	6.9
51801	Baniou	22.92	9.97	5.91	3.88
52002	Ain Rich	15.21	17.04	1.37	11.08
Minimum		15.21	9.91	1.37	3.21
moyenne		30.45	14.12	5.74	5.86
Maximum		42.19	21.82	10.19	11.08
Écart type		5.96	3.56	1.84	2.13

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

La figure V.4 ne montre que trois stations et la sélection de ces trois stations est basée sur la valeur maximale (65,32), moyenne (3,76) et minimale (1,55) comme indiqué dans le tableau V.1.

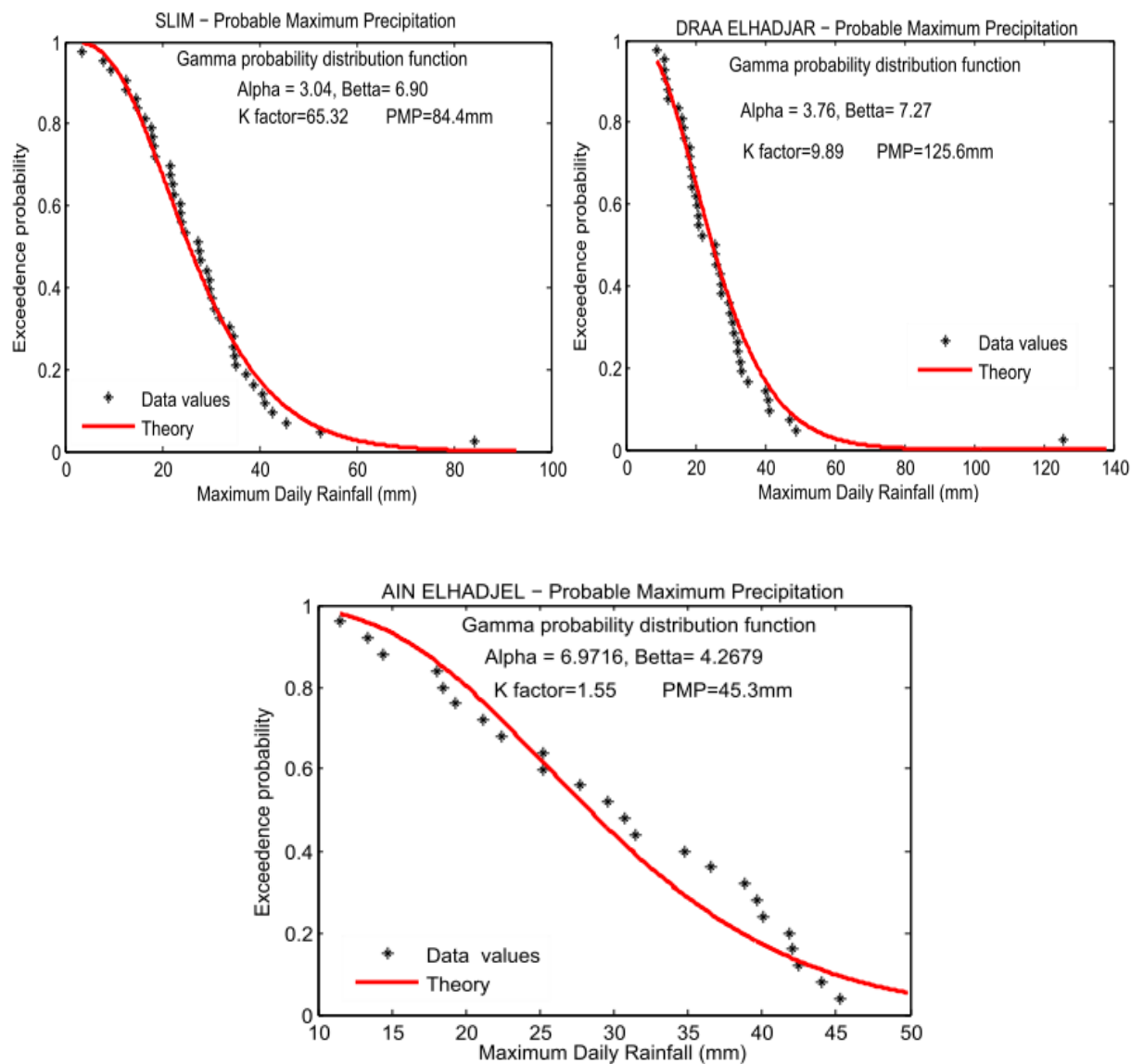


Figure V. 4: Fonction de densité de la distribution (PDF) Gamma à deux paramètres au niveau de trois stations météorologiques

Les densités de probabilité théoriques permettent de calculer les valeurs de PMJA correspondant à une gamme de périodes de retour et de niveaux de risque, comme le montre le tableau V.3. Dans ce tableau, les périodes de retour (risques) de 2 ans (0,50), 5 ans (0,20), 10 ans (0,19), 25 ans (0,04), 50 ans (0,02), 100 ans (0,01), 250 ans (0,04) et 500 ans (0,002) sont prises en compte.

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Tableau V. 3 Périodes de retour et risques des précipitations maximales journalières

Code	Nom	Périodes de retour et risques							
		2-ans	5-ans	10-ans	25-ans	50-ans	100-ans	250-ans	500-ans
		0.50	0.20	0.10	0.04	0.02	0.01	0.004	0.002
050101	Ain Nessissa	31.31	48.52	59.55	72.95	82.53	91.78	103.63	112.38
050201	Draa El Hadjar	24.93	37.94	46.21	56.21	63.33	70.20	78.98	85.45
050301	Ain El Hadjel	28.34	38.59	44.80	52.09	57.18	62.01	68.11	72.56
050402	Dirah Centre	26.07	35.10	40.55	46.92	51.36	55.57	60.87	64.74
050502	Meida	26.42	38.16	45.46	54.18	60.33	66.22	73.71	79.20
050701	Chellal	22.40	30.92	36.10	42.22	46.50	50.57	55.72	59.48
050702	Ain KhermanE	29.48	41.83	49.45	58.50	64.86	70.95	78.66	84.31
050703	Rocade Sud	21.56	30.07	35.28	41.44	45.76	49.88	55.10	58.91
050802	El Haourane M.F.	30.67	43.14	50.80	59.88	66.25	72.34	80.05	85.69
050901	Medjez	29.26	41.06	48.30	56.88	62.91	68.65	75.94	81.26
050904	Bordj Ghdir	34.02	45.54	52.46	60.56	66.19	71.52	78.25	83.14
050905	BB Areridj Demrh	31.65	40.88	46.34	52.66	57.02	61.14	66.29	70.03
050906	Medjana (LA)	31.89	43.54	50.60	58.90	64.70	70.20	77.16	82.23
051005	Ksob Barrage	25.87	35.54	41.42	48.34	53.18	57.79	63.61	67.86
051009	Tarmount	26.91	40.53	49.15	59.54	66.93	74.05	83.14	89.84
051111	Sidi Ouadah	33.80	45.03	51.77	59.64	65.10	70.28	76.80	81.54
051201	Merouana	39.45	56.62	67.26	79.94	88.88	97.44	108.31	116.27
051203	Oued El Ma	35.23	50.09	59.26	70.16	77.83	85.16	94.46	101.27
051206	Cherfa El Ain	32.69	44.98	52.46	61.27	67.43	73.29	80.70	86.11
051306	Ngaous	35.14	51.53	61.80	74.09	82.79	91.14	101.78	109.59
051703	Slim	25.60	38.37	46.44	56.16	63.07	69.72	78.21	84.46
051801	Baniou	21.64	30.25	35.53	41.77	46.15	50.33	55.61	59.48
052002	Ain Rich	11.72	23.76	32.40	43.52	51.80	59.99	70.74	78.81
Minimum		11.72	23.76	32.40	41.44	45.76	49.88	55.10	58.91
Moyenne		28.52	40.52	47.97	56.86	63.13	69.14	76.78	82.37
Maximum		39.45	56.62	67.26	79.94	88.88	97.44	108.31	116.27
Écart-type		5.94	7.63	8.84	10.46	11.71	12.98	14.70	16.01

V.2.2 Calcul de la pluie maximale probable PMP

Les calculs de base de la valeur de la PMP sont donnés dans la 3ème, 4ème, 5ème et 6ème colonne du tableau V.4 selon les équations (V.1) - (V.3).

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Tableau V. 4: Calcul de la PMP

No.	Code de la Station	période	Paramètres statistiques		Exclusion de maximum		Facteur de Fréquence (k _m)	PMP (mm)	PMP (mm) (changement en %) calculé à partir de RCA4-MPI-ESM-LR				Changement moyen de PMP au cours des deux périodes en %.	
			paramètres		Moyenne (mm)	Écart type (mm)			Moyenne (mm)	Écart type (mm)	2022-2052		2070-2100	
	Moyenne (mm)	Écart type (mm)	Moyenne (mm)	Écart type (mm)	Historique	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5	RCP 4.5	RCP 8.5			
	(1)	(2)	(3)	(4)		(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)
1	050101	1968-2013	34.59	21.82	23.15	16.24	6.17	132.6	135.4 (+2.1)	138.4 (+4.4)	139.4 (+5.1)	141.1 (+6.4)	3.6	5.4
2	050201	1968-2008	27.31	18.67	24.86	10.18	6.89	125.6	129.5 (+3.1)	131.7 (+4.9)	132.0 (+5.1)	134.3 (+6.9)	4.1	5.9
3	050301	1968-1991	29.75	10.73	29.08	10.44	1.55	45.3	47.4 (+4.6)	48.6 (+7.2)	48.7 (+7.5)	49.5 (+9.2)	6.1	8.2
4	050402	1968-2013	27.27	10.55	26.66	9.8	2.89	55	60.0 (+9.1)	59.1 (+7.4)	59.2 (+7.6)	60.2 (+9.4)	8.3	8.4
5	050502	1968-2002	28.32	13.38	27	11	4.22	73.4	75.2 (+2.5)	76.6 (+4.3)	76.7 (+4.5)	78.0 (+6.3)	3.5	5.3
6	050701	1968-2009	23.62	10.09	22.8	8.68	3.96	57.2	59.0 (+3.1)	63.2 (+10.6)	63.3 (+10.6)	64.4 (+12.6)	6.9	11.6
7	050702	1968-2011	31.39	13.61	30.32	11.73	4.03	77.6	83.5 (+7.6)	86.6 (+11.6)	88.2 (+13.6)	88.4 (+13.6)	10.6	12.6
8	050703	1968-2011	22.81	9.91	22.24	9.26	2.73	47.5	50.2 (+5.6)	52.0 (+9.5)	53.3 (+12.1)	53.0 (+11.6)	8.9	10.6
9	050802	1968-2008	32.55	15.63	30.96	11.99	5.45	96.3	122.2 (+26.9)	105.5 (+9.5)	106.7 (+10.8)	107.4 (+11.6)	18.9	10.6
10	050901	1968-2006	31.03	12.37	30.31	11.68	2.41	58.5	63.8 (+9.1)	64.9 (+11.1)	65.0 (+11.1)	66.1 (+13.1)	10.1	12.1
11	050904	1968-2011	35.52	12.12	35.52	12.12	1.9	58.6	64.5 (+10.1)	65.6 (+12.1)	65.7 (+12.1)	66.8 (+14.1)	11.1	13.1
12	050905	1968-2003	32.71	10.2	32.12	9.7	2.21	53.5	58.1 (+8.6)	59.1 (+10.6)	59.2 (+10.6)	60.2 (+12.6)	9.6	11.6
13	050906	1968-2011	33.51	13.1	32.72	12.16	2.84	67.3	75.0 (+11.5)	75.7 (+12.6)	76.5 (+13.6)	77.1 (+14.6)	12.6	13.6
14	051005	1968-2007	27.23	11.15	26.56	10.44	2.58	53.5	58.1 (+8.6)	60.7 (+13.6)	62.4 (+16.6)	61.8 (+15.6)	12.6	14.6
15	051009	1968-2005	29.35	18.57	27.37	14.2	5.29	102.5	115 (+12.1)	116.9 (+14.1)	116.9 (+14.1)	118.9 (+16.1)	13.1	15.1
16	051111	1968-2006	35.24	12.54	34.22	10.93	3.66	74.2	83.6 (+12.6)	85.0 (+14.6)	85.0 (+14.6)	86.5 (+16.6)	13.6	15.6
17	051201	1968-2010	42.19	19.71	40.86	17.89	3.19	98	108.4 (+10.6)	110.3 (+12.6)	110.3 (+12.6)	112.3 (+14.6)	11.6	13.6
18	051203	1968-2004	37.54	16.21	36.34	14.66	3.05	81	90.0 (+11.1)	92.4 (+14.1)	93.2 (+15.1)	94.0 (+16.1)	13.1	15.1
19	051206	1968-2005	34.43	14.7	33.12	12.46	4.00	82.9	91.9 (+10.9)	93.6 (+12.9)	97.0 (+17.0)	95.2 (+14.9)	14.0	13.9
20	051306	1968-2011	37.9	18.74	36.79	17.46	2.78	85.4	93.6 (+9.6)	95.3 (+11.6)	95.3 (+11.6)	97.0 (+13.6)	10.6	12.6
21	051703	1968-2009	27.86	13.98	26.48	10.88	5.32	84.4	95.6 (+13.3)	97.9 (+16.0)	98.0 (+16.1)	101 (+19.7)	14.7	17.8
22	051801	1968-2009	22.92	9.97	22.36	9.39	2.52	46	51.8 (+12.6)	58.0 (+26.1)	52.7 (+14.6)	53.8 (+17.0)	13.6	21.5
23	052002	1968-1998	15.21	17.04	13.31	13.57	4.35	72.3	79.2 (+9.6)	90.0 (+24.5)	87.9 (+21.6)	97.0 (+34.2)	15.6	29.3

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

L'application de l'Eq. (V.3) donne les valeurs de moyenne arithmétique et d'écart-type des colonnes 5 et 6 aux valeurs FF de la colonne 7, et le tableau V.4 montre qu'elles sont comprises entre 1,55 et 6,89.

Avant de prévoir le changement potentiel du PMP futur, nous avons préalablement corrigé le biais par la méthode QDM des séries de précipitations journalières pour chaque station simulées à partir du modèle climatique régional RCA4- MPI-ESM-LR utilisé dans le programme CORDEX-Africa, puis la même procédure que celle utilisée dans la période historique pour le calcul du PMP pendant les deux périodes futures (2022-2052 et 2070-2100) a été appliquée. Les résultats du PMP pour les 23 stations au cours de la période future obtenus à partir des simulations du modèle RCA4- MPI-ESM-LR avec des corrections de biais pour les deux scénarios sont présentés dans les colonnes neuf (RCP4.5) et dix (RCP8.5) pour la période 2022 à 2052 et les colonnes onze (RCP4.5) et douze (RCP8.5) pour la période 2070 à 2100. Les taux moyens d'augmentation ou de diminution du PMP futur par rapport aux valeurs historiques pour les deux périodes sont présentés dans les colonnes treize (RCP4.5) et quatorze (RCP8.5) du tableau V. 4.

Comparativement à ceux dérivés des observations, on constate à partir du tableau V. 4 (colonnes 9, 10, 11 et 12) que le taux de changement des PMP projetées par les simulations du modèle RCA4- MPI-ESM-LR sur la période future (2022-2100) augmentera pour toutes les stations pendant les deux périodes d'étude et pour les deux scénarios considérés. Ces taux moyens pour l'ensemble de la période future sont estimés à $10.72 \pm 3.97\%$ (colonne 13) et $12.9 \pm 5.27\%$ (colonne 14), respectivement, pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Ces résultats sont en accord avec les études de la littérature sur les réductions futures des précipitations totales, l'augmentation de la température et la fréquence des événements extrêmes dans le bassin méditerranéen auquel appartient l'Algérie ([Christensen et al. 2007](#)). Ainsi, les simulations de neuf modèles climatiques pilotés par un modèle climatique régional du Centre Rossby (RCA4) sur l'Algérie, [Zeroual et al \(2020\)](#) ont constaté que le taux d'augmentation de la température est de $+0,02$ °C/an (à court terme) et de $+0,04$ °C/an (à long terme) sur le nord et le centre du pays. Ils ont également prédit que d'ici la fin du siècle actuel, les précipitations annuelles totales diminueront de 10 à 30 %. De même, [Bouabdelli et al \(2020\)](#) ont souligné que les changements futurs dans les fréquences des événements extrêmes dans les régions semi-arides du bassin méditerranéen, vont de +5% à +15% pour le scénario le plus pessimiste. [Thiébaud et Moatti \(2016\)](#) ont étudié le signal moyen des modèles pour le changement des Précipitations totales annuelles avec précipitation > 95e dans le bassin méditerranéen. Selon

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

leurs résultats, la majeure partie du bassin méditerranéen a connu une augmentation au 95e centile des précipitations journalières, avec un maximum en automne/hiver dans la partie nord et en été (+20%) dans la partie sud. Les mêmes conclusions ont été obtenues pour les pays du sud de la Méditerranée par [Lionello et Scarascia \(2020\)](#) en utilisant l'intensité moyenne des précipitations pendant les événements intenses. Les événements de précipitations extrêmes sur les pays méditerranéens ont causé des dommages importants dans différents secteurs de l'économie, de la santé et de l'environnement. Dans la dernière colonne (tableau V.4), l'augmentation de 10 % du changement climatique est ajustée en fonction des prévisions futures du modèle RCA4.

Il existe une relation logarithmique entre le PMP et son FF correspondant, km, comme dans la figure V.5.

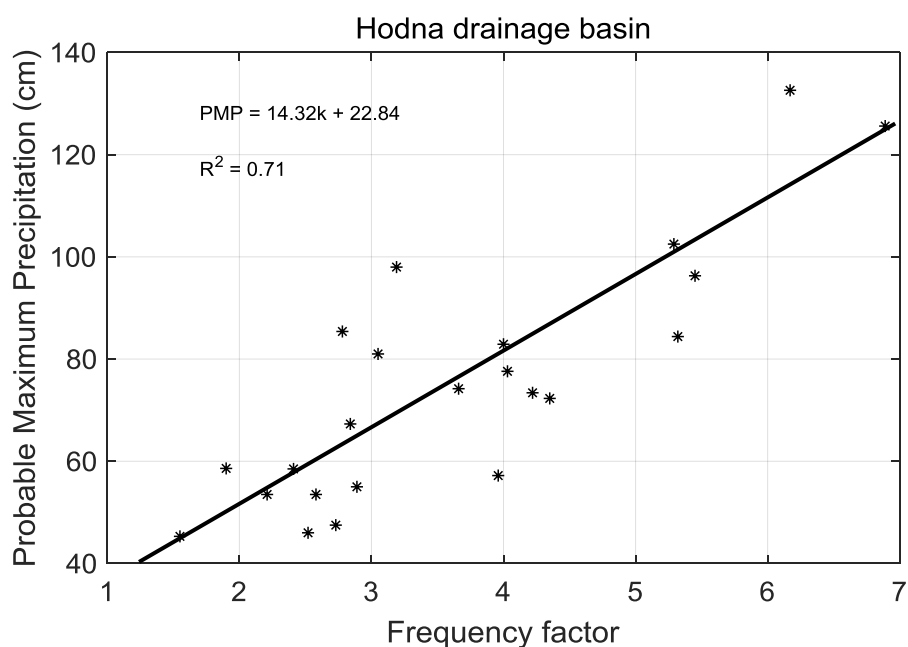


Figure V. 5: Relation PMP –facteur de fréquence

La relation linéaire entre la PMP et le facteur de fréquence, km, est donnée comme suit.

$$PMP = 14.32k_m + 22.84 \quad (V6)$$

Bien que cette expression représente les valeurs PMP historiques, une autre ligne droite peut être générée sur ce graphique pour représenter les effets du changement climatique et sera légèrement décalée vers le haut.

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Le nombre de stations est suffisant pour appliquer la méthodologie de Krigeage pour la définition du modèle de distribution régionale sur le système SIG. La figure V.6 montre la distribution régionale du facteur de fréquence 'FF' dans la zone d'étude. La moyenne arithmétique et l'écart type du FF sont respectivement de 3,65 et 1,41.

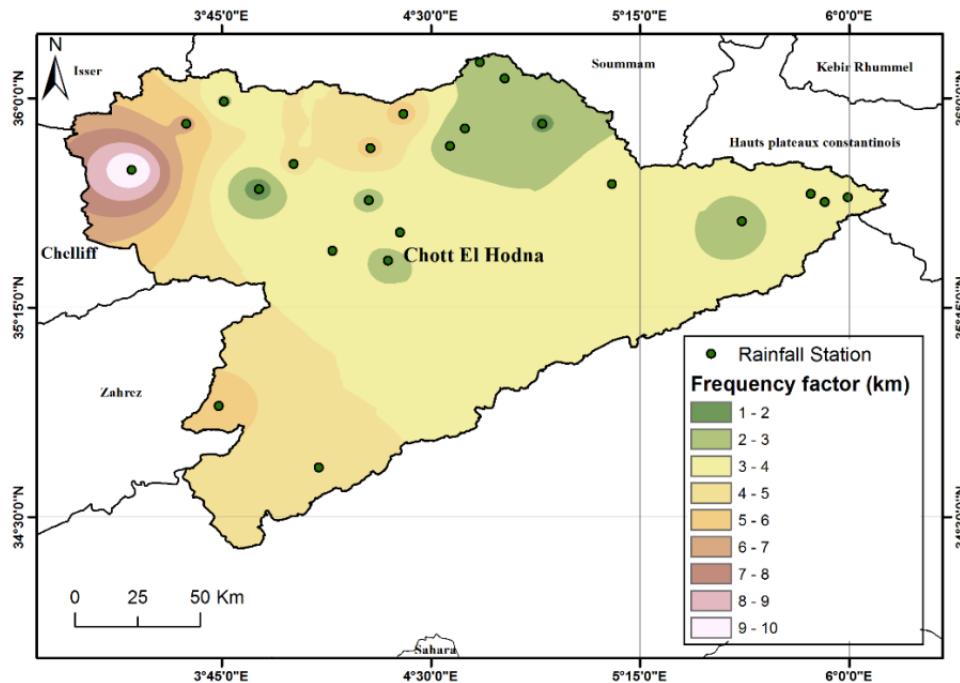


Figure V. 6: Distributions de facteurs de fréquence

Les FF maximum et minimum sont respectivement de 6,89 et 1,55 pour les stations météorologiques 050201 (Ain El Hadjel) et 050301 (Draa El Hadjar). Pour une évaluation régionale, la moyenne arithmétique FF est égale à 3,65. La figure V.7 montre le changement dans PMJA dans la zone d'étude.

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

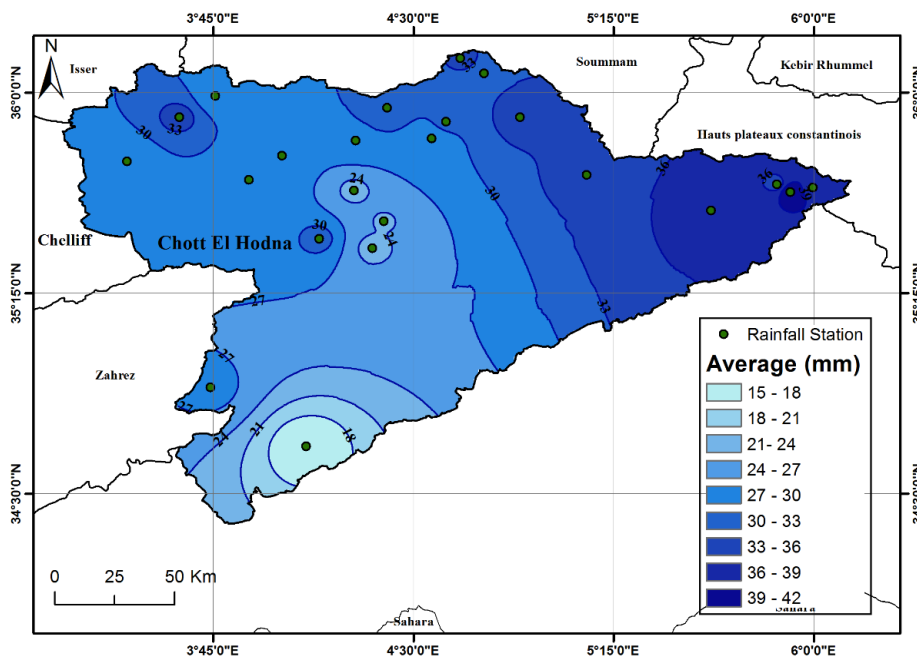


Figure V. 7 Les moyennes journalières maximales annuelles du PMP

D'autre part, la distribution régionale des écarts types des PMJA est présentée dans la figure V.8.

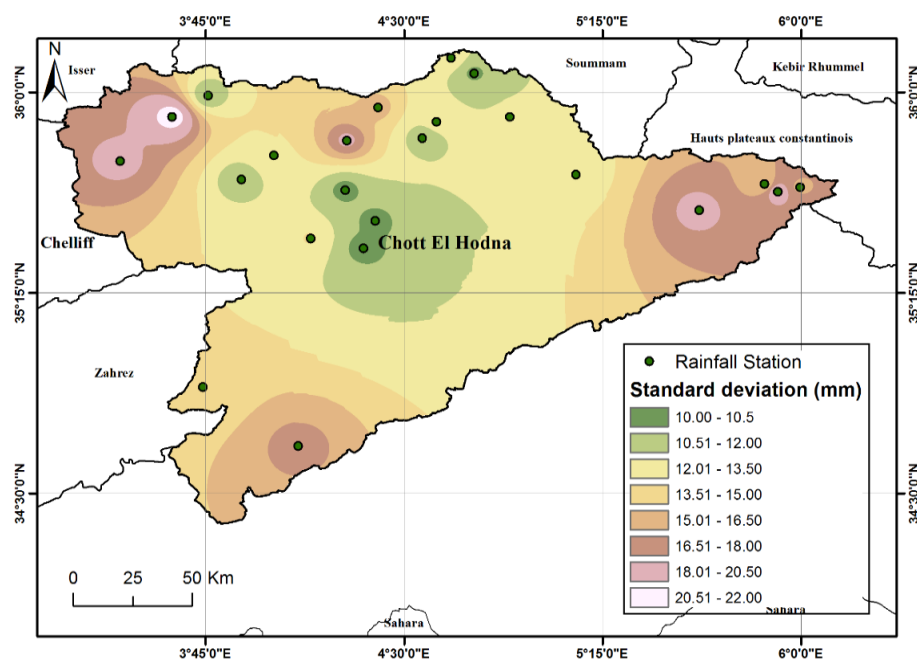


Figure V. 8: Écart-type distribution des précipitations maximales journalières annuelles

Bien que le PMP (145 mm) soit le plus important par rapport aux autres stations (en termes de points), il n'est pas utilisé dans ce document, car la carte du PMP du changement climatique montre que les emplacements des barrages sont proches de la zone littorale, où les variations

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

spatiales sont plutôt plus faibles. Les quantités maximales de précipitations sont liées au mouvement de fronts du nord humides ou de grandes zones de basse pression.

Le tableau V.3 indique que le PMP historique est le plus grand (132,60 mm) à la station 050101 (Ain Nessissa).

V.2.3 Facteur d'efficacité du PMP

Pour mesurer la proximité entre la quantité de PDMA effectivement enregistrée, P_{max}, et les valeurs de PMP calculées, le facteur d'efficacité, E, est défini comme le rapport entre la PMP et les P_{max}, comme suit (Şen et al. 2016).

$$E = \frac{\text{PMP}}{P_{\text{max}}} \quad (\text{V.7})$$

Les facteurs d'efficacité sont donnés dans le tableau 4 pour chaque période de retour, et sont souvent inférieurs à un, sauf dans quelques stations. $E > 1$ implique que les quantités de précipitations enregistrées et les valeurs PMP n'ont pas encore été atteintes, et qu'il y a encore de la place pour des occurrences de précipitations plus dangereuses dans le futur. À certains endroits, la différence est supérieure à 70 %, ce qui indique qu'il faut faire preuve de plus de prudence dans la conception de tout futur ouvrage d'art (barrages, canaux de dérivation, routes, etc.).

Tableau V. 5: Facteur d'efficacité du PMP

Station no	Code de la station	Valeurs d'efficacité pour les périodes de retour et niveaux de risque correspondants							
		2-ans	5-ans	10-ans	25-ans	50-ans	100-ans	250-ans	500-ans
		0.50	0.20	0.10	0.04	0.02	0.01	0.004	0.002
1	50101	0.24	0.37	0.45	0.55	0.62	0.69	0.78	0.85
2	50201	0.20	0.30	0.37	0.45	0.50	0.56	0.63	0.68
3	50301	0.63	0.85	0.99	1.15	1.26	1.37	1.50	1.60
4	50402	0.47	0.64	0.74	0.85	0.93	1.01	1.11	1.18
5	50502	0.36	0.52	0.62	0.74	0.82	0.90	1.00	1.08
6	50701	0.39	0.54	0.63	0.74	0.81	0.88	0.97	1.04
7	50702	0.38	0.54	0.64	0.75	0.84	0.91	1.01	1.09
8	50703	0.45	0.63	0.74	0.87	0.96	1.05	1.16	1.24
9	50802	0.32	0.45	0.53	0.62	0.69	0.75	0.83	0.89
10	50901	0.50	0.70	0.83	0.97	1.08	1.17	1.30	1.39
11	50904	0.58	0.78	0.90	1.03	1.13	1.22	1.34	1.42
12	50905	0.59	0.76	0.87	0.98	1.07	1.14	1.24	1.31
13	50906	0.47	0.65	0.75	0.88	0.96	1.04	1.15	1.22
14	51005	0.48	0.66	0.77	0.90	0.99	1.08	1.19	1.27
15	51009	0.26	0.40	0.48	0.58	0.65	0.72	0.81	0.88
16	51111	0.46	0.61	0.70	0.80	0.88	0.95	1.04	1.10
17	51201	0.40	0.58	0.69	0.82	0.91	0.99	1.11	1.19
18	51203	0.43	0.62	0.73	0.87	0.96	1.05	1.17	1.25
19	51206	0.39	0.54	0.63	0.74	0.81	0.88	0.97	1.04
20	51306	0.41	0.60	0.72	0.87	0.97	1.07	1.19	1.28
21	51703	0.30	0.45	0.55	0.67	0.75	0.83	0.93	1.00
22	51801	0.47	0.66	0.77	0.91	1.00	1.09	1.21	1.29
23	52002	0.16	0.33	0.45	0.60	0.72	0.83	0.98	1.09

V.3 Applications relatives aux crues

Les calculs du PMP dans les sections précédentes permettent d'estimer les débits de pointe de la crue via l'hydrogramme unitaire adimensionnel (HUD) (SCS 1971). L'US Soil Conservation Service (SCS) a développé un l'hydrogramme unitaire adimensionnel (HUD) basé sur l'analyse d'un grand nombre de bassins versants. L'axe horizontal est constitué par des unités de temps adimensionnelles et l'axe vertical par des unités de débit adimensionnelles. Dans le DUH, l'hydrogramme unitaire est caractérisé par le débit de pointe et le temps jusqu'au ce débit de pointe. Pour la prévision des crues, la méthodologie synthétique géomorphologique de Snyder (1938) est appliquée en considérant les équations (V.4) et (V.5).

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Pour calculer le temps jusqu'au débit max de crue, la méthode de Snyder requiert deux quantités géomorphologiques, la longueur du canal principal, L, et la distance du point de projection du point centroïde, L_c, jusqu'à l'exutoire du bassin versant (Figure V.3). Ces quantités sont données dans le tableau V.6 avec d'autres valeurs géomorphologiques pour le bassin du Hodna en complément des valeurs du temps jusqu'au pic et du débit de pointe de la méthode de Snyder dans les colonnes 2-5.

Tableau V. 6 Calcul de CMP dans le bassin du Hodna

Numéro du Bassin	Superficie (km ²)	Pente du Cours d'eau principale (m/m)	Longueur du cours d'eau, L (m)	Projection de centroïde Longueur, L _c (m)	Snyder Tp (heure)	Débit de Snyder q _p (m ³ /sn)	Débit maximum probable (CMP) (m ³ /s)
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
1	120.04	0.01	20755.58	18706.90	7.36	22.68	64.47
2	30.84	0.00	6633.43	7012.34	3.89	11.01	15.69
3	201.05	0.01	22477.27	20132.63	7.70	36.28	36.89
4	31.59	0.01	9016.54	8985.80	4.60	9.55	7.038
5	126.25	0.00	2051.71	3218.22	2.17	80.99	37.53
6	707.87	0.01	36967.84	32132.27	10.29	95.64	164.02
7	1055.12	0.01	80937.77	68543.77	16.34	89.78	331.67
8	251.38	0.01	25664.92	22772.32	8.32	42.02	48.37
9	585.95	0.01	34831.81	30363.42	9.94	81.97	228.58
10	4702.07	0.00	108547.08	91407.04	19.45	336.06	114.29
11	288.08	0.00	8477.62	8539.52	4.44	90.10	68.38
12	72.86	0.01	8623.31	8660.16	4.49	22.58	15.79
13	134.06	0.01	18102.90	16510.21	6.80	27.40	36.54
14	154.83	0.00	4891.63	5569.96	3.32	64.92	33.55
15	240.83	0.00	15537.84	14386.09	6.23	53.71	99.99
16	582.27	0.01	71910.39	61068.19	15.23	53.14	175.01
17	2093.33	0.01	95891.47	80926.93	18.07	161.06	831.03
18	317.62	0.01	32841.22	28715.01	9.60	45.99	104.21
19	432.29	0.001	7738.27	7927.26	4.23	142.09	145.17
20	360.38	0.01	17163.69	15732.45	6.60	75.94	124.67
21	295.95	0.01	19087.32	17325.41	7.01	58.68	101.18
22	37.8	0.01	8690.99	8716.21	4.51	11.66	7.04
23	364.45	0.00	12127.56	11562.03	5.42	93.48	106.74

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Le nuage de points de la quatrième colonne par rapport à la cinquième donne une ligne droite pour le bassin du Hodna comme le montre la figure 9a, et c'est également le même résultat qui a été trouvé dans les zones arides de l'Arabie Saoudite (Şen et al. 2016). L'équation de la droite est la suivante :

$$L_c = 0.44L + 203.75 \quad (V.8)$$

Avec un coefficient de détermination, $R^2 = 0,96$.

Les distances au centre sont calculées selon l'équation de la figure V.9a et présentées dans la cinquième colonne du tableau V.6. Dans le même tableau, les cinq premières colonnes sont des descriptions des caractéristiques de l'oued incluant trois valeurs géomorphologiques numérisées comme la superficie du bassin versant, A, la longueur du canal principal (cours d'eau principal), L, et la longueur du centroïde, L_c .

Les diagrammes de dispersion entre la longueur du canal principal et la zone de drainage sont donnés dans les Figures V.9b. Les graphiques de la même figure révèlent les expressions mathématiques théoriques les plus appropriées en plus de la valeur de détermination R^2 .

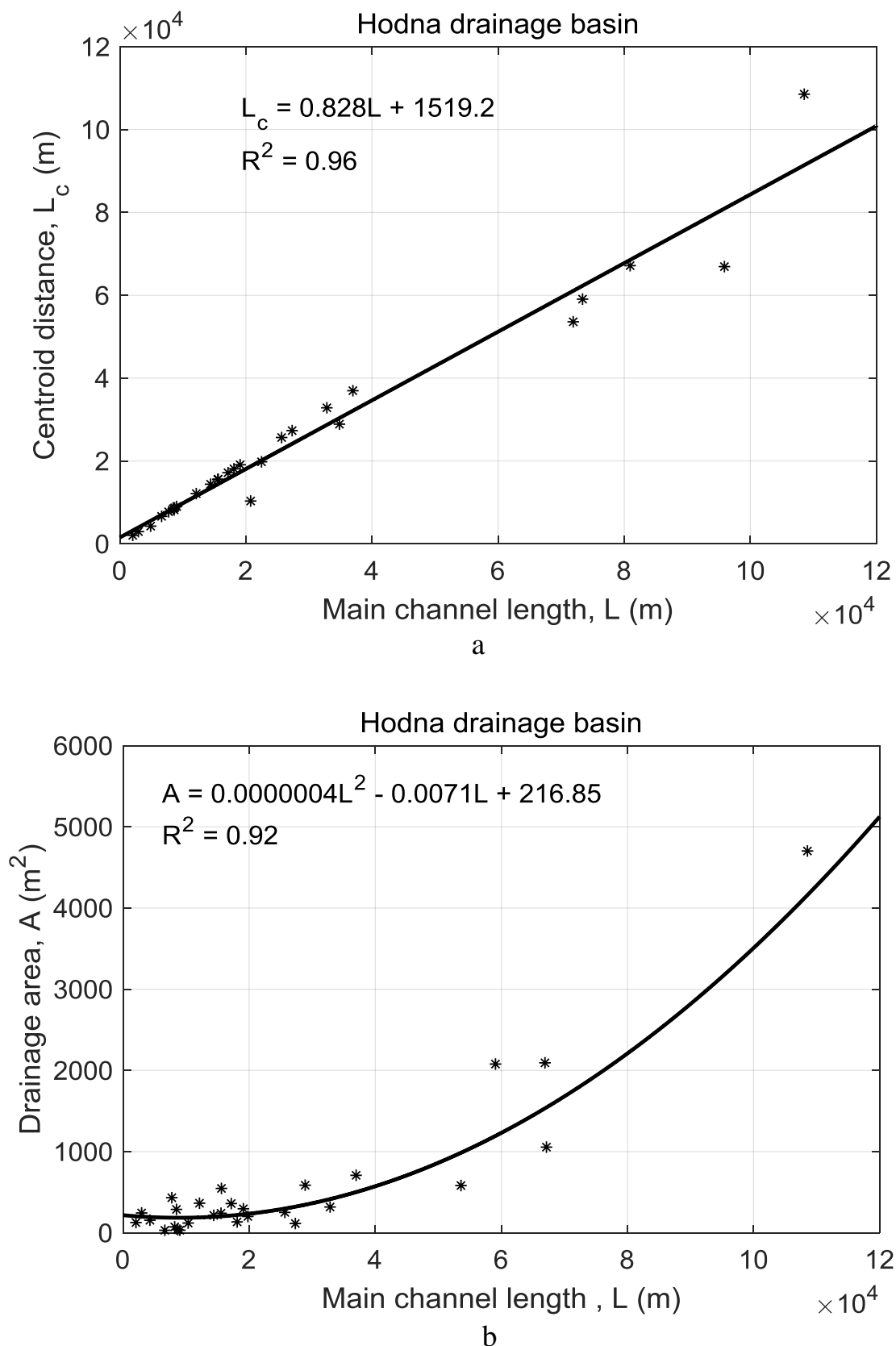


Figure V. 9 : Bassin du Hodna, a) La relation L par rapport à L_c , b) la relation L par rapport à A

V.3.1 Évaluation des risques

Le tableau V.7 donne les propriétés de l'hydrogramme de crues maximales probable comme le temps de montée, T_p , le temps de base, T_b , et le débit de pointe, Q_p . Ces valeurs sont obtenues à partir du tableau V.6 en considérant les valeurs de l'hydrogramme unitaire adimensionnel (HUD) (SCS 1971), t_p et Q_p .

Tableau V. 7: Caractéristiques de l'hydrogramme des crues maximales probables

Station	Temps de montée de l'hydrogramme T_p (heure)	Temps de base de l'hydrogramme T_b (heure)	Débit maximum Q_p (m ³ /s)
Ain Nessissa	7.36	36.8	22.68
Draa El Hadjar	3.89	19.45	11.01
Ain El Hadjel	7.70	38.50	36.28
Dirah Centre	4.60	23.0	9.55
Meida	2.17	10.85	80.99
Chellal	10.29	51.45	95.64
Ain KhermanE	16.34	81.70	89.78
Rocade Sud	8.32	41.60	42.02
El Haourane M.F.	9.94	49.70	81.97
Medjez	19.45	97.25	336.06
Bordj Ghdir	4.44	22.20	90.10
BB Arreridj Demrh	4.49	22.45	22.58
Medjana (LA)	6.80	34.00	27.40
Ksob Barrage	3.32	16.60	64.92
Tarmount	6.23	31.15	53.71
Sidi Ouadah	15.23	76.15	53.14
Merouana	18.07	90.35	161.06
Oued El Ma	9.60	48.00	45.99
Cherfa El Ain	4.23	21.15	142.09
Ngaous	6.60	33.00	75.94
Slim	7.01	35.05	58.68
Baniou	4.51	22.55	58.68
Ain Rich	5.24	26.20	11.66

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Pour généraliser les quantités du tableau V.6 au niveau régional, chaque colonne est ajustée avec les densités de probabilité les plus appropriées (figure V.10, V.11 et V.12). Les données du temps de monté, T_p et la durée de base, T_b sont ajustées avec la densité de probabilité Gamma (Pearson) à trois paramètres (Figure V.10 et V.11), mais le diagramme de dispersion du risque de débit de pointe correspond à la densité de probabilité Gamma à deux paramètres (Figure V.12). Tous les paramètres de la densité de probabilité sont présentés dans les graphiques correspondants, en plus des débits correspondant à un ensemble de niveaux de risque.

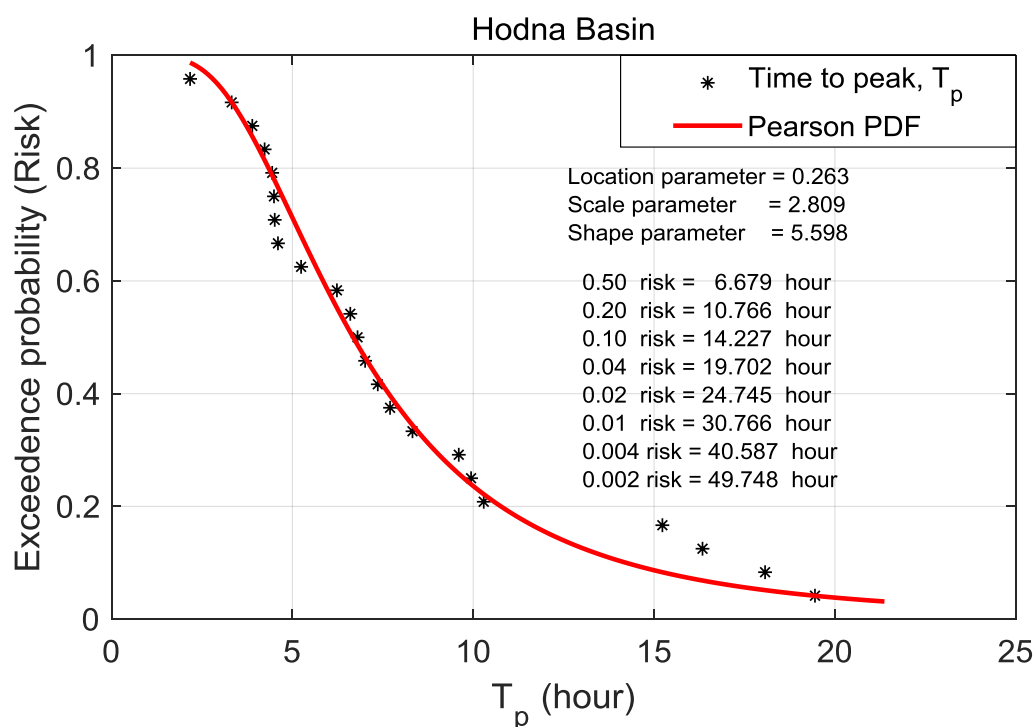


Figure V. 10: Niveau de risque pour Temps de monté

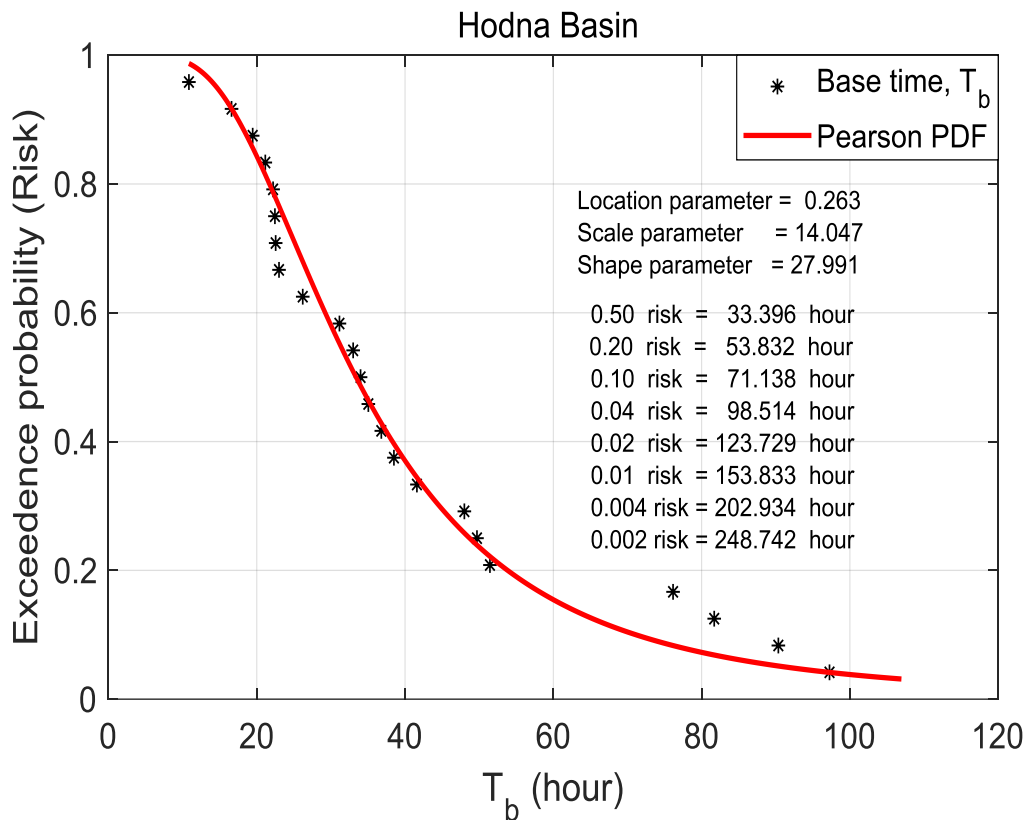


Figure V. 11 :Niveau de risque pour Temps de base
Hodna Bassin

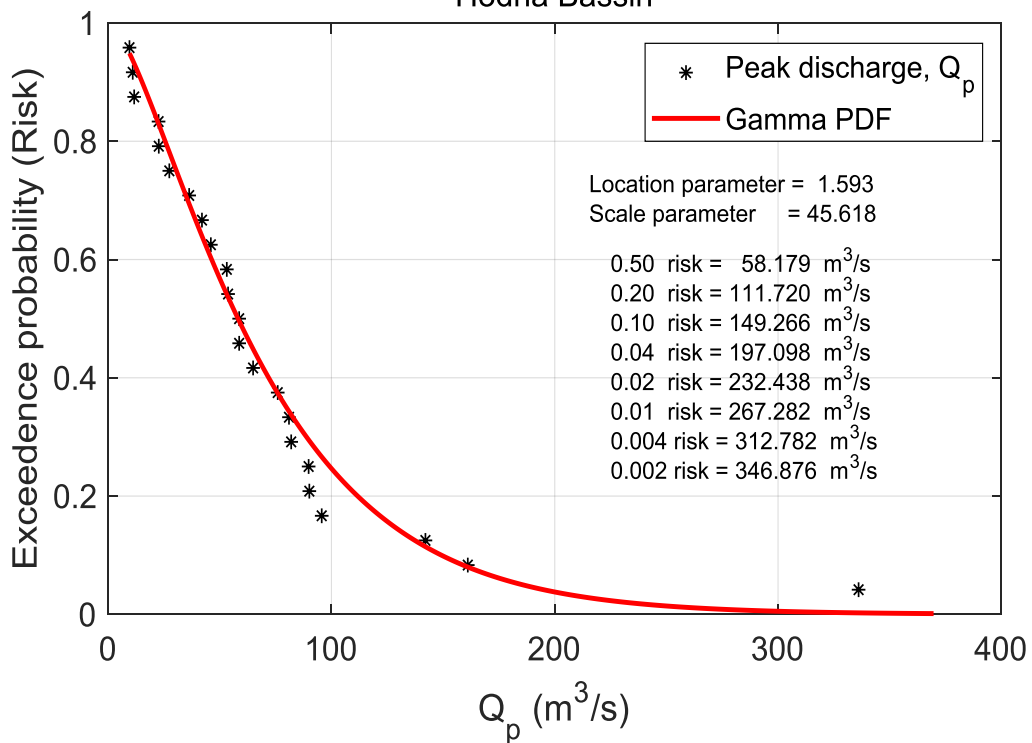


Figure V. 12: Niveau de risque pour Débit de pointe

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

Dans les applications pratiques, des représentations graphiques utiles sont possibles pour connaître les relations entre les variables et les niveaux de risque. À cette fin, les données relatives au niveau de risque et aux variables (T_p , T_b et Q_p) sont tout d'abord extraites de la figure V.10 reprise du tableau V.8, puis ces valeurs sont reportées sur la figure V.11 pour les niveaux de risque et les périodes de retour correspondantes.

Tableau V. 8: Niveau de risque et valeurs des variables

Niveau du risque (%)	Return période (année)	Temps de montée (Heure)	Temps de base (Heure)	Débit de pointe (m^3/s)
0.5	2	6.69	33.39	58.17
0.2	5	10.76	53.83	111.72
0.1	10	14.22	71.13	149.26
0.04	25	19.70	98.51	197.09
0.02	50	24.74	123.72	232.43
0.01	100	39.76	153.83	267.28
0.004	250	40.58	202.93	312.78
0.002	500	49.74	248.74	346.87

Le nuage de points de chaque variable apparaît à la figure V.11 sous la forme d'une ligne droite sur un papier graphique semi-logarithmique. De même, les équations optimales sont illustrées avec des valeurs R^2 supérieures à 0,95 le long de chaque ligne droite, et sont très pratiques pour une utilisation future.

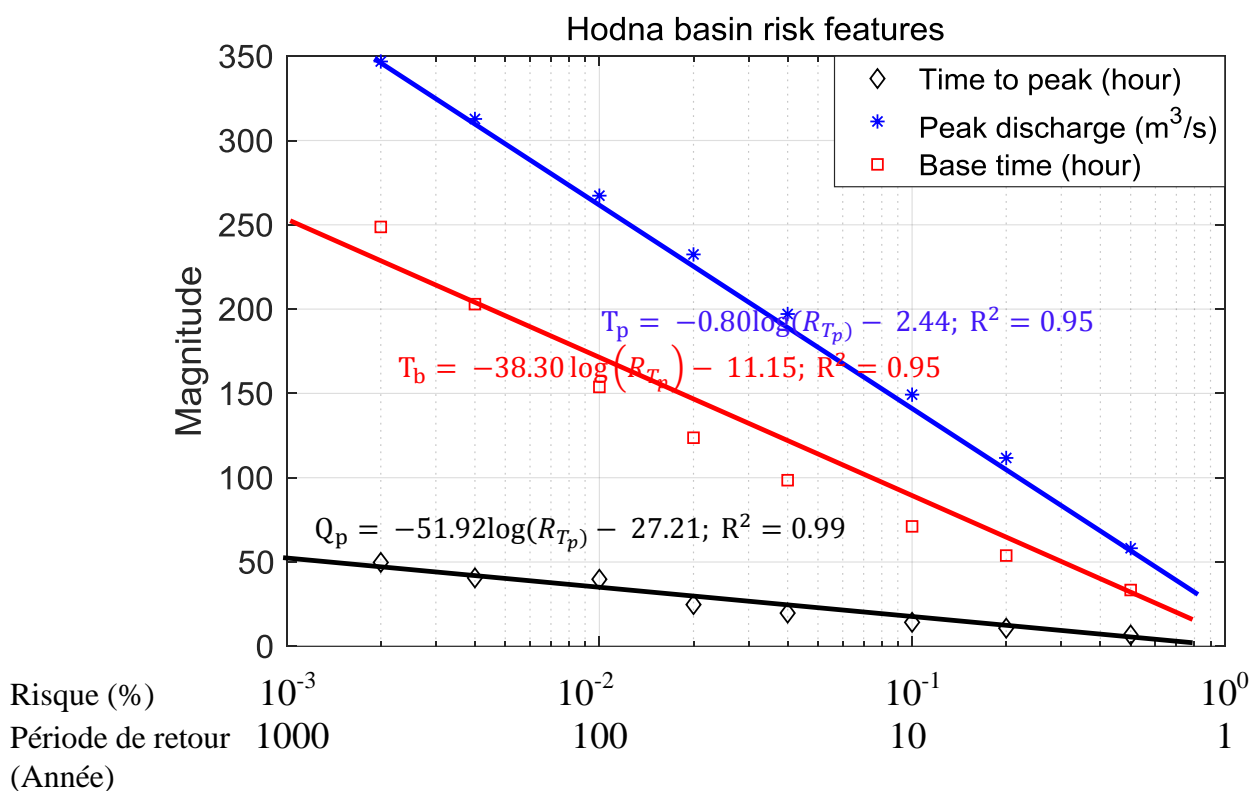


Figure V. 13: Variations de T_p , T_b et Q_p avec le niveau de risqué et la période de retour

Les graphiques de cette figure permettent de déterminer la valeur de débit PMF, à condition que le niveau de risque soit prédéterminé par les décideurs tels que les ingénieurs hydrauliques. Il convient de noter qu'il existe une relation inverse entre le coût et le risque, et que, par conséquent, les contraintes budgétaires doivent considérer dans l'adaptation du niveau de risque.

V.4 Conclusion

L'objectif principal de cet article est de présenter une application des méthodes bien connues de précipitations maximales probables (PMP) et de crues maximales probables (PMF) au bassin du Hodna de l'Algérie à travers 23 stations pluviométriques avec des enregistrements de précipitations journalières maximales annuelles (PMJA) allant de 1968 à 2013. Le facteur de fréquence (FF) est calculé pour chaque station et une carte de distribution régionale est faite pour exploiter tous les points du bassin. Ensuite, les quantités de PMP sont calculées et leurs distributions spatiales sont représentées sur des cartes. Les hydrogrammes de crue sont générés pour chaque sous-bassin versant et leur régionalisation est réalisée par le calcul du débit de pointe, du temps de monté de la crue et du temps de base de l'hydrogramme à travers

Chapitre V : Estimation des crues maximales probables (CMP) à partir des PMP

des fonctions de distribution de probabilité (PDF) appropriée, qui sont apparues comme les PDF Gamma à deux et trois paramètres. Ces PDF généraux ont permis d'établir des abaques de risque intéressants sur le plan pratique pour les variations du débit de pointe, temps de montée et du temps de base. L'abaque est utilisable pour la conception de futures structures hydrauliques pour la protection contre les inondations (barrages, déversoirs, canaux de protection contre les inondations) à condition qu'un niveau de risque prédéterminé soit accepté pour le lieu d'étude. En outre, le concept de facteur d'efficacité est utilisé pour évaluer quel pourcentage de PMP enregistré est couvert par les enregistrements PMJA. Les méthodologies présentées dans cet article proposent des possibilités d'application similaires dans différentes parties du monde, notamment en ce qui concerne les cartes de risque et le pourcentage du facteur d'efficacité. Enfin et surtout, il est recommandé dans le futur d'utiliser la méthode physique ou la méthode synoptique pour estimer la PMP afin de réduire l'incertitude.

Conclusion générale

Les régimes des précipitations et leur intensité sont appelés à changer dans le futur, dans plusieurs régions du monde et particulièrement les régions semi-arides du bassin méditerranéen, en raison du réchauffement planétaire due aux changements au niveau des températures atmosphériques, qui ont augmenté environ deux fois plus vite que la moyenne mondiale. L'intensification du cycle hydrologique est l'une des principales conséquences du changement climatique. Cette intensification entraîne une augmentation de l'intensité et de la fréquence des événements de précipitations à l'échelle mondiale et locale. En conséquence de cette intensification, on s'attend à ce que les précipitations maximales probables (PMP) augmentent. L'augmentation dans ce dernier influence directement la crue maximum probable utilisée couramment dans le dimensionnement des ouvrages hydrauliques existants. Cette thèse portait plus particulièrement sur l'étude de l'impact des changements climatiques sur les indices climatiques des précipitations extrêmes, les précipitations maximales probables et la détermination de la crue maximum probable à partir de PMP dans bassin versant de Hodna.

Avant de s'intéresser aux changements futurs des extrêmes des précipitations, nous avons préparé un état de l'art sur l'étude des extrêmes à l'échelle globale régionale et locale et définir l'ensemble des paramètres, géomorphologiques, et climatiques du bassin versant de la zone d'étude, suivi d'une présentation de l'ensemble des méthodes qui ont été utilisées pour atteindre les objectifs considérés. Par la suite, l'objectif était d'analyser la variabilité des événements climatiques extrêmes dans le bassin de Hodna. Le calcul des indices climatiques de précipitations extrêmes est défini par l'ETCCDI (Expert Team on Climate Change Detection and Indications). Ce travail présente la première caractérisation de l'analyse du changement climatique en termes d'extrême de précipitations dans le bassin de Hodna concernant le nombre de stations sélectionnées (23 stations météorologiques), la taille des séries de données et les indices étudiés. Dans ce chapitre la comparaison de la variabilité temporelle des indices climatiques des précipitations extrêmes en relation avec quatre indices climatiques des oscillations atmosphériques globales au niveau 23 stations pluviométriques du bassin Hodna pendant la période 1961-2013 en utilisant la méthode de Mann-kendall modifié (analyse de la tendance à long terme), de Pettitt test (détection des ruptures des moyennes) et des corrélations canoniques (analyse de la relation entre les indices climatiques des oscillations atmosphériques globales et les variables climatiques) ont été analysés. Les résultats obtenus illustrent une augmentation mais non significative de la tendance des indices de précipitation extrêmes RX1day et RX5day. L'analyse de corrélation canonique (ACC)

Conclusion générale

entre les indices climatiques extrêmes et les indices des oscillations atmosphériques globales (NAO, WeMOI, SOI et AMO) montre que les anomalies détectées dans les indices climatiques extrêmes suivent la variabilité du SOI et de la MOI. Aussi, la variabilité spatiale et l'évolution temporelle des indices de précipitations extrêmes ont été analysées durant la période allant de 1969 à 2100 en utilisant un ensemble de données observé et les données des précipitations journalières simulées du modèle climatique régional de Rossby Centre (RCA4) piloté par le modèle de circulation générale océan-atmosphère (MPI-ESM-LR) de la Phase 5 du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5), disponibles dans le cadre du projet CORDEX. Dans les deux périodes de futur (2022-2058 et 2064-2100) étudiées, il ressort que le modèle prédit une diminution des indices PRCPTOT et CWD et une augmentation des indices restants, dont le taux de changement est plus élevé avec RCP 85 et durant la période 2064-2100.

En second, une méthodologie en termes de courbes enveloppe pour les occurrences mensuelles d'événements pluvieux extrêmes à un ensemble de niveaux de risque ou de périodes de retour qui peuvent déclencher les épisodes extrêmes dans les bassins versants sera présenté. Cette méthodologie est suggérée dans les bassins dépourvus des relevés pluviographiques. Le but de cette partie était, en l'absence d'enregistrements pluviographiques de pluies orageuses, de proposer des courbes enveloppes mensuelles, qui fournissent une relation entre la période de retour et les valeurs mensuelles des précipitations extrêmes. La première étape consiste à identifier chaque fonction de distribution de probabilité (PDF) des enregistrements de précipitations extrêmes mensuelles pour les calculs du niveau de risque et de la période de retour. Par la suite, les relations entre les quantités de précipitations de la période de retour sont présentées sur des graphiques à double logarithmique avec un modèle de puissance sous la forme d'un ensemble de courbes d'enveloppe. Les applications de ces méthodologies sont mises en œuvre sur les enregistrements pluviométriques de trois stations météorologiques du bassin versant du Hodna, dans le nord de l'Algérie. L'application de cette méthodologie permet d'identifier les points suivants : les cas de risque "élevé" sont prétendus à apparaître en juin, où la valeur de la période de retour de 100 ans correspond à 380 mm en juin. Aussi, ils sont susceptibles d'apparaître en Mai et ensuite en Novembre ; le risque "moyen" se produit en Août, qui correspond à une période de retour de 50 ans avec 110 mm de précipitations prévues. Le suivant mois dans cette catégorie de risque est la zone de transition (juin-août à septembre). Le risque "faible" d'occurrence des inondations est circonscrit au mois de septembre pour des récurrences de retour allant jusqu'à 50 ans.

La dernière partie de cette thèse consiste à la réalisation d'un abaque de calcul des valeurs de la magnitude de la crue maximum probable CMF à condition que le niveau de risque soit décidé par les ingénieurs ou les décideurs concernés. Cet abaque a été établi en fonction des précipitations maximales probables (PMP) de 23 stations pluviométriques. Aussi dans cette dernière partie, nous avons évalué le changement dans le PMP en comparant entre les PMP calculées au niveau des données observées de 23 stations au cours de la période de référence et le PMP projeté à l'avenir en utilisant les données du modèle régional RCA4 (Rossby Center Atmosphere model, version 4).

Quelques perspectives...

La connaissance de l'intensité des précipitations dans le futur est un problème crucial pour la prévisibilité des précipitations extrêmes et des inondations. Une perspective intéressante consiste à travailler sur le lien entre la température de l'air, la source d'humidité et les quantiles des précipitations extrêmes. Le recours à des modèles climatiques à résolution spatiale fine, inférieure à 10 [km], est également une perspective prometteuse, qui permettrait de simuler à des échelles spatiales et temporelles fines certaines mises en situation particulière, préalablement identifiées dans les sorties des MCG classiques comme pouvant générer des épisodes de pluies intenses. Il est aussi recommandé d'étudier comment les différents algorithmes de correction des biais modulent le signal de changement climatique des indices des précipitations extrêmes. Enfin et surtout, il est recommandé dans le futur d'utiliser la méthode physique pour estimer la PMP afin de réduire l'incertitude.



Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abatan A A, Abiodun B J, Gutowski W J, Rasaki-Balogun S O (2017) Trends and variability in absolute indices of temperature extremes over Nigeria: linkage with NAO. *International Journal of Climatology* 38(2): 593–612. <https://doi.org/10.1002/joc.5196>
- Abbasnia M, Toros H (2019) Analysis of long-term changes in extreme climatic indices: a case study of the Mediterranean climate Marmara Region Turkey. *Pure Appl Geophys* 175: 3861–3873. <https://doi.org/10.1007/s00024-018-1888-8>
- Abiodun B J, Adegoke J, Abatan A A, Ibe C A, Egbebiyi T S, Engelbrecht F, Pinto I (2017) Potential impacts of climate change on extreme precipitation over four African coastal cities. *Climatic Change* 143(3-4): 399–413. <https://doi.org/10.1007/s10584-017-2001-5>
- Achour K, Meddi M, Zeroual A, Bouabdelli S, Maccioni P, Moramarco T (2020) Spatio-temporal analysis and forecasting of drought in the plains of northwestern Algeria using the standardized precipitation index. *J Earth Syst Sci* 129: 1–22. <https://doi.org/10.1007/s12040-019-1306-3>
- Adeyeri O E, Lawin A E, Laux P, Ishola K A, Ige S O (2019) Analysis of climate extreme indices over the Komadugu-Yobe basin, Lake Chad region: Past and future occurrences. *Weather and Climate Extremes* 100194. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2019.100194>
- Aerenson T, Tebaldi C, Sanderson B, Lamarque J-F (2018) Changes in a suite of indicators of extreme temperature and precipitation under 1.5 and 2 degrees warming. *Environ Res Lett* 13: 035009.
- Afzali-Gorouh, Z., Bakhtiari, B., & Qaderi, K. (2018). Probable maximum precipitation estimation in a humid climate. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(11), 3109-3119.
- Aguilar E, Barry A, Brunet M, Ekan L, Fernandes A, Massoukina M, Mbah J, Mhanda A, Nascimento D, Peterson TC et al (2009) Changes in temperature and precipitation extremes in western Central Africa Guinea Conakry and Zimbabwe 1955–2006. *J Geophys Res* 114:D02115. <https://doi.org/10.1029/2008JD011010>.
- Ait Ouhamchich K, Karaoui I, Arioua A, Kasmi A, Elhamdouni D, Elfiraoui FE, Arioua Z, Nazi F, Nabih N (2018) Climate Change Trend Observations in Morocco: Case Study of Beni Mellal-Khenifra and Darâa-Tafilalt Regions. *Journal of Geoscience and Environment Protection* 6: 34-50. <https://doi.org/10.4236/gep.2018.67003>
- Alam, M. A., Emura, K., Farnham, C., and Yuan, J. (2018). Best-fit probability distributions and return periods for maximum monthly rainfall in Bangladesh. *Climate*, 6(1), 9.
- Alexander LV et al (2006) Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research* 111: D05109. <https://doi.org/10.1029/2005JD006290>.

Références bibliographiques

- Almahrouqi, S., Saber, M., Takemi, T., Kantoush, S. A., & Sumi, T. (2020). Long-term spatio-temporal analysis of annual, seasonal, and extreme precipitation trend over mena region. *Annual journal of Hydraulic Engineering, JSCE*, 65, 37-42.
- Amiri, M.J., Eslamian, S.S., (2010). Investigation of Climate Change in Iran. *Jour. Engrg. Sci. Tech.*, Vol. 3(4): 208-216.
- Amroune A, Grine R, Guastaldi E (2020b) Flow deficit, evapotranspiration and infiltration in arid areas: the case of southern Tellian Atlas sub-basins, eastern Algeria. *Journal of Fundamental and Applied Sciences*, ISSN 1112-9867, Available online at <http://www.jfas.info>
- Almazroui, M. (2016). RegCM4 in climate simulation over CORDEXMENA/Arab domain: selection of suitable domain, convection and land- surface schemes. *International Journal of Climatology*, 36(1), 236-251
- Amroune A, Mihoub R, Enrico G, Carlos U-N (2020a) Groundwater Flow Dynamics and Distribution of Hydrochemical Facies Using GIS in Hodna Plain, M'Sila, Southeastern Algeria. *International Journal of Sustainable Development and Planning*, Vol. 15(6): 789-800.
- ANRH (2007) 'Etude de synthèse des crues sur l'Algérie du Nord', Ministère des Ressources en Eau, Algérie, 64p.
- ANRH (2010) Les changements climatiques et leur impact sur les ressources en eau en Algérie. *Assises Nationales sur l'Eau. ANRH Alger* 41 p.
- Argence, S., Lambert, D., Richard, E., Chaboureau, J. P., & Söhne, N. (2008). Impact of initial condition uncertainties on the predictability of heavy rainfall in the Mediterranean: A case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 134(636), 1775-1788.
- Avila-Diaz A, Abrahão G, Justino F, Torres R, Wilson A (2020) Extreme climate indices in Brazil: evaluation of downscaled earth system models at high horizontal resolution. *Climate Dynamics*. <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05272-9>
- Bahlouli, H., & Alhaidari, A. D. (2010). Extending the class of solvable potentials: III. The hyperbolic single wave. *Physica Scripta*, 81(2), 025008.
- Bakreti A, Braud I, Leblois E, Benali A (2013) Analyse conjointe des régimes pluviométriques et hydrologiques dans le bassin de la Tafna (Algérie Occidentale). *Hydrological Sciences Journal* 58(1): 133–151. <https://doi.org/10.1080/02626667.2012.745080>
- Baltacı H, Akkoyunlu BO, Tayanç M (2017) Relationships between teleconnection patterns and Turkish climatic extremes. *Theoretical and Applied Climatology* 134: 1365–1386.

Références bibliographiques

- Beauchamp, J., Leconte, R., Trudel, M., and Brissette, F. (2013). "Estimation of the summer-fall PMP and PMF of a northern watershed under a changed climate." *Water Resour. Res.*, 49(6), 3852 – 3862.
- Benabdesselam, T., and Amarchi, H. (2013). Regional approach for the estimation of extreme daily precipitation on North-east area of Algeria. *Int. J. Water Resour. Environ. Eng*, 5(10), 573-583.
- Benameur S, Benkhaled A, Meraghni D, Chebana F, Necir A (2017) Complete flood frequency analysis in Abiod watershed, Biskra (Algeria). *Nat Hazards* 86: 519–534. <https://doi:10.1007/s11069-016-2703-4>.
- Benhamrouche A, Boucherf D, Hamadache R, Bendahmane L, Martin-Vide J, Teixeira Nery J (2015) Spatial distribution of the daily precipitation concentration index in Algeria. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 15(3): 617–625. <https://doi:10.5194/nhess-15-617-2015>
- Benkhaled, A. (2007). Distributions statistiques des pluies maximales annuelles dans la région du Cheliff comparaison des techniques et des résultats. *Larys N°08*, pp.83-91
- Benzater B, Elouissi A, Benaricha B, Habi M (2019) Spatio-temporal trends in daily maximum rainfall in northwestern Algeria (Macta watershed case, Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 12(11). <https://doi:10.1007/s12517-019-4488-8>
- 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*, 14(4), 1-14.
- Benabdesselam, T., & Amarchi, H. (2013). Regional approach for the estimation of extreme daily precipitation on North-east area of Algeria. *International Journal of Water Resources and Environmental Engineering*, 5(10), 573-583.
- Bessaklia, H., Serrano- Notivoli, R., Ghenim, A. N., Chikh, H. A., & Megnounif, A. (2021). Extreme precipitation trends in northeast Algeria using a high- resolution gridded daily dataset. *International Journal of Climatology*.
- Bhakar, S.R., Iqbal, M., Devanda, M., Chhajed, N., and Bansal, A.K. (2008) Probability analysis of rainfall at Kota. *Ind. J.Agric. Res.*, 42, 201–206.
- Bobee, B. and Ashkar, F., 1991. *The Gamma Family and Derived Distributions Applied in Hydrology*. Water Resources Publications, Littleton, Colorado.
- Bobee, B., 1973. Sample error of T-year events computed by fitting a Pearson type-3 distribution. *Water Resources Research*, Vol. 9, No. 5, pp. 1264–1270. [CrossRef](https://doi.org/10.1029/WR090512) [Google Scholar](https://scholar.google.com/)

Références bibliographiques

- BOM (Bureau of Meteorology) (1994) The estimation of Probable Maximum Precipitation in Australia: generalized short-duration method (GSDM) Australian Government Bulletin 53. <http://www.bom.gov.au/water/designRainfalls/publicationsAuxNav.shtml>. Accessed 27 Feb 2021
- Booth B B B, Jones C D, Collins M, Totterdell I J, Cox P M, Sitch S, Huntingford C, Betts R A, Harris G R, Lloyd J (2012) High sensitivity of future global warming to land carbon cycle processes. *Environmental Research Letters* 7(2): 024002. <https://doi:10.1088/1748-9326/7/2/024002>
- Bouabdelli S, Meddi M, Zeroual A, Alkama R (2020) Hydrological drought risk recurrence under climate change in the karst area of Northwestern Algeria. *J Water Clim Chang* 11(S1):164-188. doi:10.2166/wcc.2020.207
- Boucefiane, A., Meddi, M., Laborde, J. P., and Eslamian, S. (2014). Rainfall frequency analysis using extreme values distributions in the steppe region of Western Algeria. *International Journal of Hydrology Science and Technology*, 4(4), 348-367.
- Boudrissa, N., Cheraitia, H., & Halimi, L. (2017). Modelling maximum daily yearly rainfall in northern Algeria using generalized extreme value distributions from 1936 to 2009. *Meteorological Applications*, 24(1), 114-119.
- Boulmaiz, T., Guermoui, M., & Boutaghane, H. (2020). Impact of training data size on the LSTM performances for rainfall–runoff modeling. *Modeling Earth Systems and Environment*, 6, 2153-2164.
- Boutaghane, H., Boulmaiz, T., Lameche, E. K., Lefkir, A., Hasbaia, M., Abdelbaki, C., ... & Bermad, A. (2022). Flood Analysis and Mitigation Strategies in Algeria. In *Wadi Flash Floods* (pp. 95-118). Springer, Singapore.
- Bougara H, Hamed K B, Borgemeister C, Tischbein B, Kumar N (2020) Analyzing Trend and Variability of Rainfall in The Tafna Basin (Northwestern Algeria). *Atmosphere* 11(4): 347. <https://doi:10.3390/atmos11040347>
- Brauch, H. G., Liotta, P. H., Marquina, A., Rogers, P. F., & Selim, M. E. S. (Eds.). (2003). *Security and environment in the Mediterranean: conceptualising security and environmental conflicts*. Berlin: Springer.
- Brunetti, M., Buffoni, L., Mangianti, F., Maugeri, M., & Nanni, T. (2004). Temperature, precipitation and extreme events during the last century in Italy. *Global and planetary change*, 40(1-2), 141-149.
- Bouznad I-E, Guastaldi E, Zirulia A, Brancale M, Barbagli A, Bengusmia D (2020) Trend analysis and spatiotemporal prediction of precipitation, temperature, and evapotranspiration values using the ARIMA models: case of the Algerian Highlands. *Arabian Journal of Geoscience*, Vol. 13:1281.

Références bibliographiques

- Bouznad I-E, Guastaldi E, Zirulia A, Brancale M, Barbagli A, Bengusmia D (2020) Trend analysis and spatiotemporal prediction of precipitation, temperature, and evapotranspiration values using the ARIMA models: case of the Algerian Highlands. *Arabian Journal of Geoscience*, Vol. 13:1281.
- Caesar J et al (2011) Changes in temperature and precipitation extremes over the Indo-Pacific region from 1971 to 2005. *Int J Climatol* 31: 791–801.
- Caloiero, T., Coscarelli, R., Ferrari, E., & Mancini, M. (2011). Trend detection of annual and seasonal rainfall in Calabria (Southern Italy). *International Journal of Climatology*, 31(1), 44-56.
- Cannon, A. J., Sobie, S. R., and Murdock, T. Q.: Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes?, *J. Climate*, 28, 6938–6959, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00754.1>, 2015.
- Casanueva A, Rodríguez-Puebla C, Frías M D, González-Reviriego N (2014) Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrology and Earth System Sciences* 18(2): 709–725. <https://doi:10.5194/hess-18-709-2014>
- Casanueva, A., Herrera, S., Iturbide, M., Lange, S., Jury, M., Dosio, A., ... & Gutiérrez, J. M. (2020). Testing bias adjustment methods for regional climate change applications under observational uncertainty and resolution mismatch. *Atmospheric Science Letters*, 21(7), e978.
- Casas MC, Rodríguez R, Prohom M, Gázquez A, Redaño A (2011) Estimation of the probable maximum precipitation in Barcelona. *Int J Climatol* 31:1322–1327. <https://doi.org/10.1002/joc.2149>
- Cavicchia, L., Scoccimarro, E., Gualdi, S., Marson, P., Ahrens, B., Berthou, S., and Dubois, C. (2018). Mediterranean extreme precipitation: a multi-model assessment. *Climate Dynamics*, 51(3), 901-913.
- Chaney N W, Sheffield J, Villarini G, Wood E F (2014) Development of a High-Resolution Gridded Daily Meteorological Dataset over Sub-Saharan Africa: Spatial Analysis of Trends in Climate Extremes. *Journal of Climate* 27(15): 5815–5835. <https://doi:10.1175/jcli-d-13-00423.1>
- Cannon AJ, Sobie SR, Murdock TQ (2015) Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: how well do methods preserve changes in quantiles and extremes? *J Clim* 28:6938 – 6959
- Chavan, S. R., & Srinivas, V. V. (2017). Regionalization based envelope curves for PMP estimation by Hershfield method. *International Journal of Climatology*, 37(10), 3767-3779.

Références bibliographiques

- Chen, J., Kavvas, M. L., Ishida, K., Trinh, T., Ohara, N., Anderson, M. L., & Chen, Z. R. (2016). Role of snowmelt in determining whether the maximum precipitation always results in the maximum flood. *Journal of Hydrologic Engineering*, 21(10), 04016032.
- Chow, V.T., Maidment, D.R., Mays, L.W., 1988. *Applied Hydrology*. McGraw-Hill Book Company, New York, NY.
- Christensen JH, Hewitson B, Busuioc A, Chen A, Gao X, Held I, Whetton P (2007) Regional climate projections. *Climate change, 2007: the physical science basis. Contribution of Working group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC* 11: 847–940.
- Christensen, J.H., Boberg, B., Christensen, O.B., and Lucas-Picher, P., (2013). On the need for bias correction of regional climate change projections of temperature and precipitation. *Geophysical Research Letters*, Vol. 35: L20709, doi:10.1029/2008GL035694.
- Clark C, Rakhecha PR (2002) Areal PMP distribution of one day to three-day duration over India. *Meteorol Appl* 9:399–406. doi:10. 1017/S1350482702004024
- Collier CG, Hardaker PJ (1996) Estimating probable maximum precipitation using a storm model approach. *J Hydrol* 183:277–306. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02953-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02953-2).
- Conway DP, Persechino A, Ardoin-Bardin S, Hamandawana H, Dieulin C, Mahé G (2009) Rainfall and river flow variability in sub-Saharan Africa during the 20th century. *Journal of Hydrometeorology* 10 1: 41-59.
- Cook, H.F., 2017. *The Protection and Conservation of Water Resources*, Second Edition, ISBN:9781119970040 |DOI:10.1002/9781119334316
- Costa, A. C., & Soares, A. (2009). Homogenization of climate data: review and new perspectives using geostatistics. *Mathematical geosciences*, 41(3), 291-305.
- Cowan T, Undorf S, Hegerl G C, Harrington L J, Otto F E L (2020) Present-day greenhouse gases could cause more frequent and longer Dust Bowl heatwaves. *Nat Clim Chang* 10: 505–510. <https://doi.org/10.1038/s41558-612>
- Daba, N. N., Demissie, T. A., & Sime, C. H. (2021). Probable maximum precipitation estimation using Hershfield's statistical method: a case of Dedessa sub-basin, Ethiopia. *Modeling Earth Systems and Environment*, 1-11.
- Dai A (2011) Drought under global warming: a review. *WIREs: Climate Change* 2:45 – 65
- Dai A (2012) Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change* 613 3(1): 52–58.
- De Bono A, Peduzzi P, Kluser S, Giuliani G (2004) Impacts of summer 2003 heat wave in Europe. *Environ Alert Bull United Nations Environ Programme Nairobi Kenya*

Références bibliographiques

- Diffenbaugh, N. S., & Giorgi, F. (2012). Climate change hotspots in the CMIP5 global climate model ensemble. *Climatic change*, 114(3), 813-822.
- De Vries, J. (2013). *European Urbanization, 1500-1800*. Routledge.
- Diallo I, Sylla M, Giorgi F, Gaye A, Camara M (2012) Multimodel GCM-RCM ensemble-based projections of temperature and precipitation over West Africa for the early 21st century. *International Journal of Geophysics* 2012 <https://doi.org/10.1155/2012/972896>
- Donat M G, Peterson T C, Brunet M, King A D, Almazroui M, Kolli R K et al (2013) Changes in extreme temperature and precipitation in the Arab region: long-term trends and variability related to ENSO and NAO. *International Journal of Climatology* 34(3): 581–592. <https://doi:10.1002/joc.3707>
- Donat, M. G., Sillmann, J., Wild, S., Alexander, L. V., Lippmann, T., & Zwiers, F. W. (2014). Consistency of temperature and precipitation extremes across various global gridded in situ and reanalysis datasets. *Journal of Climate*, 27(13), 5019-5035.
- Dos Santos C A C (2011) Trends in indices for extremes in daily air temperature over Utah, USA. *Revista , Brasileira de Meteorologia* 26(1): 19 – 28.
- Douglas EM, Barros AP (2003) Probable Maximum Precipitation Estimation Using Multifractals: Application in the Eastern United States, *J Hydrometeorol* 4:1012-1024. [https://doi.org/10.1175/15257541\(2003\)004<1012:PMPEUM>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/15257541(2003)004<1012:PMPEUM>2.0.CO;2)
- Drine I (2011) WIDER Working Paper No 2011/32 Climate change compounding risks in North Africa
- Duzenli E, Tabari H, Willems P, Tugrul Yilmaz M (2018) Decadal variability analysis of extreme precipitation in turkey and its relationship with teleconnection patterns. *Hydrological Processes*. <https://doi:10.1002/hyp.13275>
- El Kenawy A M, Lopez-Moreno J I, McCabe M F, Robaa S M, Domínguez-Castro F, Peña-Gallardo M, Trigo R M, Hereherf M E, Al-Awadhi T, Vicente-Serrano S M (2019) Daily temperature extremes over Egypt: Spatial patterns, temporal trends, and driving forces. *Atmospheric Research*. <https://doi:10.1016/j.atmosres.2019.04.030>
- EL mahi A, Meddi M, Matari A, Ketrouci K (2004) Etat de la pluviométrie en période de sécheresse en Algérie du Nord et sa relation avec le phénomène ENSO. *Acte du colloque « Terre et Eau » Annaba 2004*: 420-423.
- El Mahi, A., MEDDI, M., Matari, A., & Ketrouci, K. (2014). État de la pluviométrie en période de sécheresse en Algérie du nord et sa relation avec le phénomène ENSO. *Production scientifique-Communications*, 1.

Références bibliographiques

- El mahi A (2002) Déficit pluviométrique des dernières décennies en Algérie du Nord et son impact sur les ressources en eau. Mémoire de Magister Centre universitaire de Mascara Mascara Algeria 2002 p 120.
- Elleuch B, Bouhamed F, Elloussaief M et al (2018) Environmental sustainability and pollution prevention. *Environ Sci Pollut Res* 25: 18223–18225. <https://doi.org/10.1007/s11356-017-0619-5>
- Eslamian, S.S., and Feizi, H., (2007). Maximum Monthly Rainfall Analysis Using L-Moments for an Arid Region in Isfahan Province, Iran. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 46, 494–503.
- Faci M, Oubadi M, Matari A, Farhi Y (2018) Heat waves in Algeria: A potential risk. *International Journal of Innovative Technical and Applied Sciences* Vol 2 Issue 1: 013-021.
- Favors, J. E., & Abatzoglou, J. T. (2013). Regional surges of monsoonal moisture into the southwestern United States. *Monthly weather review*, 141(1), 182-191.
- Feng R, Yu R, Zheng H, Gan M (2017) Spatial and temporal variations in extreme temperature in Central Asia. *International Journal of Climatology* 38: e388–e400. <https://doi:10.1002/joc.5379>
- Filahi S, Mouhir L, Tanarhte M, Tramblay Y (2015) Tendence et variabilité des événements extrêmes au Maroc. XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie Liège: 463-468.
- Fischer E, Knutti R (2015) Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high- temperature extremes. *Nature Clim Change* 5: 560–564. <https://doi.org/10.1038/nclimate2617>
- Folland CK, Karl TR, Christy JR, Clarke RA, Gruza GV, Jouzel J, Mann ME, Oerlemans J, Salinger MJ, Wang 643 SW (2001) Observed climate variability and change. In *Climate Change 2001: The Scientific Basis – 644 Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate 645 Change*. Cambridge University Press New York: 99–181.
- Forzieri G, Miralles D G, Ciais P et al (2020) Increased control of vegetation on global terrestrial energy fluxes. *Nat Clim Chang* 10: 356–362. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0717-0>.
- Fotso-Nguemo TC, Diallo I, Diakhaté M, Vondou DA, Mbaye ML, Haensler A, Gaye AT, Tchawoua C (2019) Projected changes in the seasonal cycle of extreme rainfall events from CORDEX simulations over Central Africa. *Clim Chang* 155:339 – 357
- Foufoula-Georgiou E (1989) A probabilistic storm transposition approach for estimating exceedence probabilities of extreme precipitation depths. *Water Resour Res* 25:799-815. <https://doi.org/10.1029/WR025i005p00799>

Références bibliographiques

- Fratianni S, Acquavotta F (2010) Les tendances et les indices de changement climatique des séries historiques dans le nord-ouest de l'Italie. 23ième Colloque de l'Association Internationale de Climatologie Rennes 2010: 233-238.
- Funk C, Peterson P, Landsfeld M, Pedreros D, Verdin J, Shukla S, Husak G, Rowland J, Harrison L, Hoell A, Michaelsen J (2015) The climate hazards infrared precipitation with stations—a new environmental record for monitoring extremes. *Sci Data* 8(2):150066. <https://doi.org/10.1038/sdata.2015.66>.
- Gaume, E., Borga, M., Llassat, M.C., Maouche, S., Lang, M., et al., (2016). Mediterranean extreme floods and flash floods . *The Mediterranean Region under Climate Change. A Scientific Update*, IRD Editions, pp.133-144, Coll. Synthèses, 978-2-7099-2219-7.
- Gaume, E., Borga, M., Llassat, M. C., Maouche, S., Lang, M., & Diakakis, M. (2016). Mediterranean extreme floods and flash floods.
- Gbode I E, Adeyeri O E, Menang K P, Intsiful J D K, Ajayi V O, Omotosho J A, Akinsanola A A (2019) Observed changes in climate extremes in Nigeria. *Meteorol Appl* 26: 642-654. <https://doi:10.1002/met.1791>
- Ghalem A, Barbosa I, Bouhraoua RT, Costa A (2018) Climate Signal in Cork-Ring Chronologies: Case Studies in Southwestern Portugal and Northwestern Algeria. *Tree-Ring Research* 74(1): 15–27. <https://doi:10.3959/1536-1098-74.1.15>
- Ghenim, A. N., & Megnounif, A. (2016). Variability and trend of annual maximum daily rainfall in northern Algeria. *International Journal of Geophysics*, 2016.
- Giorgi F. 2006 Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.* 33. doi:10.1029/2006GL025734.
- Golding, B. L. (1987). Discussion of “Transformation of PMP to PMF: Case Studies” by Bi-Huei Wang and Khalid Jawed (July, 1986, Vol. 112, No. 7). *Journal of Hydraulic Engineering*, 113(12), 1576-1576.
- Grenier, P. (2017). Two types of physical inconsistency to avoid with univariate quantile mapping: a case study over North America concerning relative humidity and its parent variables. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. <http://doi.org/https://doi.org/10.1175/JAMC-D-17-0177.1>
- Grine R. (2009). – Les perspectives hydrogéologiques de la cuvette Hodnéenne. Mémoire de Magister. USTHB Alger. 140p
- Groisman PY et al (2005) Trends in intense precipitation in the climate record. *Journal of Climate* 18: 1326–1350.
- Guan K, Good S, Caylor K, Sato H, Wood E, Li H (2014) Continental-scale impacts of intra-seasonal rainfall variability on simulated ecosystem responses in

Références bibliographiques

- Africa. *Biogeosci Discuss* 11: 7575–7613. <https://doi.org/10.5194/bgd-11-7575-2014>.
- Guillot P. et duBand d. (1967) — La Méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. IASH Publication.
- Guillaud, C., & Trabelsi, M. (1991). Gestion des ressources hydriques en Tunisie centrale: les projets Sidi Saad et El Haouareb. *International Journal of Hydrological Sciences*, 201, 129-138.
- Gunawardhana N L, Al-Rawas G A (2014) Trends in extreme temperature and precipitation in Muscat, Oman. in *Proceedings of the 6th IAHS-EGU International Symposium on Integrated Water Resources Management (ICWRS '14)* vol 364: 57–63. The International Association of Hydrological Sciences (IAHS) Bologna Italy 665 June 2014.
- Guttman, N.B., (1999). Accepting the standardized precipitation index: A calculation algorithm. *J. Amer. Water Resour. Assoc.*, Vol. 35: 311– 322.
- Habibi B, Meddi M, Torfs PJF, Remaoun M, Van Lanen HAJ (2018) Characterisation and prediction of meteorological drought using stochastic models in the semi-arid Chélif–Zahrez basin (Algeria). *Journal of Hydrology: Regional Studies* 16: 15–31. <https://doi:10.1016/j.ejrh.2018.02.005>
- Hadri A, Saidi MEM, Saouabe T, El Alaoui El Fels A (2020) Temporal trends in extreme temperature and precipitation events in an arid area: case of Chichaoua Mejjate region (Morocco). *Journal of Water and Climate Change*. <https://doi:10.2166/wcc.2020.234>
- Haktanir, T., 1991. Practical computation of Gamma frequency factors. *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 36, No. 6, pp. 599–610.
- Hallouz F, Meddi M, Mahe G (2013) Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'Oued Mina (nord-ouest d'Algérie). *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science* vol 26 (1): 33-38.
- Hallouz F, Meddi M, Mahe G, Karahacane H, Ali Rahmani SE (2019) Tendances 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* 32 (2): 83–114. <https://doi.org/10.7202/1065202ar>
- Hallouz F, Meddi M, Mahe G, Ali Rahmani S E, Karahacane H, Brahimi S (2020) Analysis of meteorological drought sequences at various timescales in semi-arid climate: case of the Cheliff watershed (northwest of Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* 13:280. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5256-5>
- Hamlaoui-Moulai L, Mesbah M, Souag-Gamane D, Medjerab A (2012) Detecting hydro-climatic change using spatiotemporal analysis of rainfall time series in Western

Références bibliographiques

- Algeria. *Natural Hazards* 65(3): 1293–1311. <https://doi:10.1007/s11069-012-0411-2>
- Hansen EM, Schreiner LC, Miller JF (1982) Application of probable maximum precipitation estimates, United States east of the 105th meridian. Hydro-meteorological report 52. National Weather Service, Silver Spring.
- Hart, G. W., & Copeland, R. J. (2010). Glycomics hits the big time. *Cell*, 143(5), 672-676.
- Hasbaia, M., Hedjazi, A., and Benayada, L., (2012). Variabilité de l'érosion hydrique dans le bassin du Hodna: cas du sous-bassin versant de l'oued elham. *Revue Marocaine des Sciences Agronomiques et Vétérinaires*, 1(1), 28-32.
- Hasbaia M, Paquier A, Herizi T (2017) Hydrological Modeling of Sediment Transport in the Semi-arid Region, Case of Soubella Watershed in Algeria. In *Water Resources in Arid Areas: The Way Forward* (pp. 251-266). Springer, Cham. [10.1007/978-3-319-51856-5_14](https://doi.org/10.1007/978-3-319-51856-5_14)
- Haylock M R, Hofstra N, Klein Tank A M G, Klok E J, Jones P D, New M (2008) A European daily high-resolution gridded data set of surface temperature and precipitation for 1950–2006. *Journal of Geophysical Research*, 113(D20). <https://doi:10.1029/2008jd010201>
- Hershfield DM (1961) Estimating the probable maximum precipitation. *J Hydraul Div Am Soc Civ Eng* 87:99-106. <https://doi.org/10.1061/JYCEAJ.0000651>
- Hershfield DM (1965) Method for Estimating Probable Maximum Precipitation. *J Am water Work Assoc* 57(8):965-972. <https://doi.org/10.1002/j.1551-8833.1965.tb01486.x>
- Hiez G, Cochonneau G, Sechet P, Medeiros Fernandes U (1992) Application de la méthode du vecteur régional à l'analyse de la pluviométrie annuelle du bassin Amazonien. *Veille Climatique Satellitaire* (Ed ORSTOM/Météo France 43: 39-52).
- Hu T, Sun Y, Zhang X, Min S-K, Kim Y-H (2020) Human influence on frequency of temperature extremes. *Environ Res Lett* 15(6): 064014. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab8497>
- Hughes D J, Alderdice R, Cooney C et al (2020) Coral reef survival under accelerating ocean deoxygenation. *Nat Clim Chang* 10: 296–307. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0737-9>
- Huynen MMTE, Martens P, Schram D, Weijenberg MP, Kunst AE (2001) The impact of heat waves and cold spells on mortality rates in the Dutch population. *Environmental Health Perspectives* 109: 463–470.
- IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate

Références bibliographiques

- Change [Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K B, Tignor M, and Miller H L (eds)]. Cambridge University Press Cambridge UK 996 pp.
- IPCC (2007) Working group II contribution to the intergovernmental panel on climate change fourth assessment report climate change 2007: Climate change impacts, adaptation and vulnerability. 9-10.
- IPCC, (2007). IPCC Fourth Assessment Report Working Group I Report "The Physical Science Basis". Cambridge University Press, New York.
- IPCC Working Group I I, Stocker TF, Qin D et al (2013), IPCC. 2013. 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, UK. IPCC AR5:1535
- IPCC (2014) Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team Pachauri R K and Meyer L A (eds)]. IPCC Geneva Switzerland: 151
- IPCC (2014) Climate Change: Synthesis Report. An Assessment of Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Geneva, Switzerland. <http://ipcc.ch/index.html>
- IPCC. 2014. Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press: Cambridge, UK.
- Ivancic, T. J., & Shaw, S. B. (2015). Examining why trends in very heavy precipitation should not be mistaken for trends in very high river discharge. *Climatic Change*, 133(4), 681-693.
- Jennerjahn T C, Gilman E, Krauss K W, Lacerda L D, Nordhaus I, Wolanski E (2017) Mangrove Ecosystems under Climate Change. In: Rivera-Monroy V., Lee S., Kristensen E., Twilley R. (eds) *Mangrove Ecosystems: A Global Biogeographic Perspective*. Springer Cham https://doi.org/10.1007/978-3-319-62206-4_7
- Jones C, Giorgi F, Asrar G (2011) The coordinated regional downscaling experiment: CORDEX—an international downscaling link to CMIP5. *Clivar Exch* 56:34–40
- Jothityangkoon, C., Hirunteeayakul, C., Boonrawd, K., and Sivapalan, M. (2013). “ Assessing the impact of climate and land use changes on extreme floods in a large tropical catchment. ” *J. Hydrol.*, 490, 88 – 105.
- Kahana, R., Ziv, B., Dayan, U., & Enzel, Y. (2004). Atmospheric predictors for major floods in the Negev desert, Israel. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 24(9), 1137-1147.

Références bibliographiques

- Kappel WD, Hultstrand DM, Muhlestein GA (2016) Updating PMP to Provide Better Dam and Spillway Design. 2nd International Seminar on Dam Protection Against Overtopping, Fort Collins, Colorado, <http://dx.doi.org/10.25675/10217/179797>.
- Karahacane H, Meddi M, Chebana F, Saaed H A (2020) Complete multivariate flood frequency analysis, applied to northern Algeria. *Journal of Flood Risk Management*. <https://doi:10.1111/jfr3.12619>
- Kastali A, Zeroual A, Remaoun M, Serrano-Notivoli R, Moramarco T (2021) Design Flood and Flood-Prone Areas under Rating Curve Uncertainty: Area of Vieux-Ténès, Algeria. *J Hyd Eng* 26(3):05020054. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)HE.1943-5584.0002049](https://doi.org/10.1061/(ASCE)HE.1943-5584.0002049)
- Kebiche, M. (1994). Le bassin versant du Hodna (Algérie): Ressources en eau et possibilités d'aménagement. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 85(1), 25-34.
- Kharin V V, Zwiers F W (2005) Estimating extremes in transient climate change simulations. *Journal of Climate* 18: 1156–1173.
- Kharin, V. V., Zwiers, F. W., Zhang, X., & Wehner, M. (2013). Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. *Climatic change*, 119(2), 345-357.
- Khezazna A, Amarchi H, Derdous O, Bousakhria F (2017) Drought monitoring in the Seybouse basin (Algeria) over the last decades. *Journal of Water and Land Development* No 33: 79–88. <https://doi.10.1515/jwld-2017-0022>.
- Khodayar S, Raff F, and Kalthoff N (2015) Diagnostic study of a high precipitation event in the western mediterranean region: adequacy of current operational networks. *Q J R Meteorol Soc*. doi:10.1002/qj.2600
- Khoir A N, Mamlu'atur R, Safril A, Akhmad F (2018) Analysis of changes in daily temperature and precipitation extreme in Jakarta on period of 1986-2014. *MATEC Web of Conferences* 229 02017. <https://doi.org/10.1051/mateconf/201822902017>
- Khomsy K, Mahe G, Sinan M, Snoussi M, Cherifi R, Nait Said Z (2012) Evolution des événements chauds rares et très rares dans les bassins versants du Tensift et du Bouregreg (Maroc) et identification des types de temps synoptiques associés. In *From Prediction to Prevention of Hydrological Risk in Mediterranean Countries*: Ferrari E, Versace P Eds University of Calabria Cosenza Italy: 169–182.
- Khomsy K, Mahe G, Trambly Y, Sinan M, Snoussi M (2016) Regional impacts of global change: seasonal trends in extreme rainfall, run-off and temperature in two contrasting regions of Morocco. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 16: 1079-1090.
- Khronostat (1998) Logiciel d'analyse statistique de séries chronologiques. IRD ex: ORSTOM Ed Paris. <http://www.hydrosciences.org/spip.php?article1000>

Références bibliographiques

- Kim G, Seo K, Chen D (2019) Climate change over the Mediterranean and current destruction of marine ecosystem. *Sci Rep* 9: 18813. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55303-7>
- King A D, Black M T, Min S-K, Fischer E M, Mitchell D M, Harrington L J, Perkins-Kirkpatrick S E (2016) Emergence of heat extremes attributable to anthropogenic influences. *Geophys Res Lett* 43: 3438–3443. <https://doi:10.1002/2015GL067448>.
- King A D (2017) Attributing Changing Rates of Temperature Record Breaking to Anthropogenic Influences. *Earth's Futur* 5(11): 1156–1168. <https://doi:10.1002/2017EF000611>.
- Klein Tank A M G, Zwiers F W, Zhang X (2009) Guidelines on analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation. (WCDMP-72 WMO-TD/No 1500) 56.
- Knippertz, P., Ulbrich, U., Marques, F., & Corte- Real, J. (2003). Decadal changes in the link between El Niño and springtime North Atlantic Oscillation and European–North African rainfall. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 23(11), 1293-1311.
- Krichak, S. O., Breitgand, J. S., & Feldstein, S. B. (2012). A conceptual model for the identification of active Red Sea trough synoptic events over the southeastern Mediterranean. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 51(5), 962-971.
- Krichak, S. O., & Alpert, P. (1998). Role of large scale moist dynamics in November 1–5, 1994, hazardous Mediterranean weather. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 103(D16), 19453-19468.
- Krichak, S. O., Alpert, P., & Dayan, M. (2004). The role of atmospheric processes associated with hurricane Olga in the December 2001 floods in Israel. *Journal of Hydrometeorology*, 5(6), 1259-1270.
- Korichi K, Hazzab A, and Atallah M., 2016. Flash floods risk analysis in ephemeral streams: a case study on Wadi Mekerra (northwestern Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* DOI: 10.1007/s12517-016-2624-2
- Koutsoyiannis D (1999) A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation. *Water Resour Res* 35:1313-1322. <https://doi.org/10.1029/1999WR900002>
- Koutsoyiannis, D., (2004) Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall, 1, Theoretical investigation, *Hydrological Sciences Journal*, 49 (4), 575–590.
- Koutsoyiannis D, Papalexiou SS (2006) A Probabilistic Approach to the Concept of Probable Maximum Precipitation. *Adv Geosci* 7:51–54. <https://doi.org/10.5194/adgeo-7-51-2006>

Références bibliographiques

- Koutsoyiannis, D., (2007) A critical review of probability of extreme rainfall: principles and models, in *Advances in Urban Flood Management*, ed. Ashley R, Garvin S, Pasche E, Vassilopoulos A and Zevenbergen C, 139–166, Taylor and Francis, London.
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated.
- Kumar, S., Allan, R. P., Zwiers, F., Lawrence, D. M., & Dirmeyer, P. A. (2015). Revisiting trends in wetness and dryness in the presence of internal climate variability and water limitations over land. *Geophysical Research Letters*, 42(24), 10-867.
- Lagos-Zúñiga, M. A., & Vargas M, X. (2014). PMP and PMF estimations in sparsely-gauged Andean basins and climate change projections. *Hydrological Sciences Journal*, 59(11), 2027-2042.
- Lang M, Pobanz K, Renard B, Renouf E, Sauquet E (2010) Extrapolation of rating curves by hydraulic modelling, with application to flood frequency analysis. *Hydrol Sci J* 55:883–898. <https://doi.org/10.1080/02626667.2010.504186>.
- Lee A F S, Heghinian S M (1977) A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables a Bayesian approach. *Technometrics* 19: 503-506.
- Leng G, Hall J (2019) Crop yield sensitivity of global major agricultural countries to droughts and the projected changes in the future. *Science of The Total Environment* 654: 811–821. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.10.434>
- Li X, Wang X, Babovic V (2018) Analysis of variability and trends of precipitation extremes in Singapore during 1980–2013. *Int J Climatol* 38(1): 125-141.
- Lionello P (2012) *The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future*. The Climate of the Mediterranean Region Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-416042-2.00011-2>
- Lionello P, Scarascia L (2020) The relation of climate extremes with global warming in the Mediterranean region and its north versus south contrast. *Reg Environ Change* 20(1):1-16. <https://doi.org/10.1007/s10113-020-01610-z>
- Llasat Botija, M. D. C., Llasat-Botija, M., Prat Sabartés, M., Porcu, F., Price, C., Mugnai, A., and Yair, Y. (2010). High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries: the FLASH preliminary database. *Advances in Geosciences*, 2010, vol. 23, p. 47-55.
- Lloyd-Hughes, B., and Saunders, M.A., (2002). Adrought climatology for Europe. *Int. J. Climatol.*, Vol. 22: 1571–1592.
- Llasat, M. C., Llasat-Botija, M., Prat, M. A., Porcu, F., Price, C., Mugnai, A., ... & Nicolaides, K. (2010). High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries: the FLASH preliminary database. *Advances in Geosciences*, 23, 47-55.

- Mahé G (1995) Modulation annuelle et fluctuations interannuelles des précipitations sur le bassin versant du Congo. In : Boulègue J, Olivry J C (Eds) : Actes du Colloque PEGI Grands Bassins Fluviaux Péri-Atlantiques : Congo Niger Amazone INSU CNRS ORSTOM: 22-24 nov 1993 Paris: 13-26.
- Mandal, S., Choudhury, B.U., (2015). Estimation and prediction of maximum daily rainfall at Sagar Island using best fit probability models. *Theor. Appl. Clim.* 2015, 121, 87–97.
- Mann ME et al (2017) Influence of anthropogenic climate change on planetary wave resonance and extreme weather events. *Sci Rep* 7:45242.
- Mariotti L, Diallo I, Coppola E, Giorgi F (2014) Seasonal and intraseasonal changes of African monsoon climates in 21st century CORDEX projections. *Clim Chang* 125:53-65.
- Marvel K, Cook B I, Bonfils C J W, Durack P J, Smerdon J E, Williams A P (2019) Twentieth-century hydroclimate changes consistent with human influence. *Nature* 569(7754): 59–65. <https://doi:10.1038/s41586-019-1149-8>
- Martius, O., Sodemann, H., Joos, H., Pfahl, S., Winschall, A., Croci-Maspoli, M., ... & Wernli, H. (2013). The role of upper-level dynamics and surface processes for the Pakistan flood of July 2010. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 139(676), 1780-1797
- Meddi H, Meddi M (2009) Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. Article de recherche. *Science et changement planétaire/ Sécheresse* Vol 20(1): 57-65.
- Meddi H, Meddi M, Assani AA (2013) Study of Drought in Seven Algerian Plains. *Arabian Journal for Science and Engineering* 39(1): 339–359. <https://doi:10.1007/s13369-013-0827-3>
- Meddi M, Assani AA, Meddi H (2010) Temporal Variability of Annual Rainfall in the Macta and Tafna Catchments, Northwestern Algeria. *Water Resources Management* 24(14):3817–3833. <https://doi:10.1007/s11269-010-9635-7>
- 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*, 12(6), 1403-1421.
- Meddi, M., Talia, A., & Martin, C. (2009). Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 3), 61-84.

Références bibliographiques

- Meddi, M., Talia, A., & Bekoussa, B. S. (2008). Evolution of pluviometric regimes in various stations of the Northern Algerian Sahara. In *The Future of Drylands* (pp. 209-216). Springer, Dordrecht.
- Meddi, M. M., Assani, A. A., & Meddi, H. (2010). Temporal variability of annual rainfall in the Macta and Tafna catchments, Northwestern Algeria. *Water Resources Management*, 24(14), 3817-3833.
- Meddi, H., & Meddi, M. (2009). Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 20(1), 57-65.
- Meddi, M., & Hubert, P. I. E. R. R. E. (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. *IAHS publication*, 229-235.
- Meddi M, Toumi S (2015) Spatial variability and cartography of maximum annual daily rainfall under different return periods in Northern Algeria. *J Mt Sci* 12: 1403–1421. <https://doi.org/10.1007/s11629-014-3084-3>
- Meddi M, Toumi S, Assani A A (2016) Spatial and temporal variability of the rainfall erosivity factor in Northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences* 9(4). <https://doi:10.1007/s12517-015-2303-8>
- Mehrotra, R. and Sharma, A. (2016), A multivariate quantile-matching bias correction approach with auto- and cross-dependence across multiple time scales: implications for downscaling. *Journal of Climate*, 29, 3519-3539.
- Merabti A, Meddi M, Martins DS, Pereira LS (2017) Comparing SPI and RDI Applied at Local Scale as Influenced by Climate. *Water Resources Management* 32(3): 1071–1085. <https://doi:10.1007/s11269-017-1855-7>
- Merrikhpour, M. H., Rahimzadegan, M., Najafi, M. R., & Mahjouri, N. (2021). Probable maximum precipitation estimation over western Iran based on remote sensing observations: comparing deterministic and probabilistic approaches. *Hydrological Sciences Journal*, 66(1), 165-178.
- Min S-K, Zhang X, Zwiers FW, Hegerl G C (2011) Human contribution to more intense precipitation extremes. *Nature* 470(7334): 378-381.
- Mitchell D et al (2016) Attributing human mortality during extreme heat waves to anthropogenic climate change. *Environ Res Lett* 11:74006.
- Mpelasoka, F. S., and F. H. S. Chiew (2009), Influence of rainfall scenario construction methods on runoff projections, *J. Hydrometeorol.*, 10, 1168–1183.
- Mrad D, Djebbar Y, Hammar Y (2018) Analysis of trend rainfall: Case of North-Eastern Algeria. *Journal of Water and Land Development*. No 36: 105–115. <https://doi.org/10.2478/jwld-2018-0011>

Références bibliographiques

- Muerth, M.J.; Gauvin St-Denis, B.; Ricard, S.; Velázquez, J.A.; Schmid, J.; Minville, M.; Caya, D.; Chaumont, D.; Ludwig, R.; Turcotte, R. On the need for bias correction in regional climate scenarios to assess climate change impacts on river runoff. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2013, 17, 1189–1204.
- Neiman V G, Byshev V I, Romanov Y A, Serykh I V (2018) The Global Atmosphere Oscillations in the Context of the Recent Climate Change. *Springer Oceanography*: 349–360. https://doi.org/10.1007/978-3-319-71934-4_22
- Nguyen, H., Mehrotra, R., & Sharma, A. (2020). Assessment of climate change impacts on reservoir storage reliability, resilience, and vulnerability using a multivariate frequency bias correction approach. *Water Resources Research*, 56(2), e2019WR026022.
- Nouaceur Z, Laignel B. Turki I (2013) Changements climatiques au Maghreb: vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien? *Physio-Géo* 7 (1): 307–323. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.3686>
- Nouaceur Z, Murărescu O (2014) The recent climate change in Algeria (north Africa). The 2nd International Conference - Water resources and wetlands: 11-13 September 2014 Tulcea (Romania).
- Ogega OM, Koske J, Kung'u JB, Scoccimarro E, Endris HS, Mistry MN (2020) Heavy precipitation events over East Africa in a changing climate: results from CORDEX RCMs. *Clim Dyn* 55:993 – 1009.
- Ornes S (2018) Core Concept: How does climate change influence extreme weather? Impact attribution research seeks answers. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 115(33): 8232–8235.
- Palaniswami S, Muthiah K (2018) Change Point Detection and Trend Analysis of Rainfall and Temperature Series over the Vellar River Basin. *Polish Journal of Environmental Studies* 27(4): 1673-1681. <https://doi.org/10.15244/pjoes/77080>
- Panda A (2016) Exploring climate change perceptions, rainfall trends and perceived barriers to adaptation in a drought affected region in India. *Nat Hazards* 84, 777–796. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2456-0>
- Papalexiou SM, Koutsoyiannis D (2006) A probabilistic approach to the concept of probable maximum precipitation. *Adv Geosc* 7:51-54. <https://doi.org/10.5194/adgeo-7-51-2006>.
- Paquet e., gailhard J. et garçon (2006) — Evolution de la méthode du Gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. *La Houille Blanche*. 5 : 80–90, doi 10.1051/lhb:2006091
- Paturel JE, Boubacar I, Laouar A, Mahé G (2010) Analyses de grilles pluviométriques et principaux traits des changements survenus au 20ème siècle en Afrique de l'Ouest et Centrale. *Hydrological Sciences Journal* 55 (8): 1281-1288.

Références bibliographiques

- Pettitt A N (1979) A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Applied Statistics* 28: 126-135.
- Poncet, J. (1970, September). La " catastrophe" climatique de l'automne 1969 en Tunisie. In *Annales de géographie* (pp. 581-595). Armand Colin.
- Pitman A J, Avila F B, Abramowitz G, Wang Y P, Phipps S J, Noblet-Ducoudré N (2011) Importance of background climate in determining impact of land-cover change on regional climate. *Nature Climate Change* 1(9): 472–475.
- Rakhecha PR, Deshpande NR, Soman MK (1992) Probable maximum precipitation for a 2-day duration over the Indian Peninsula. *Theor Appl Climatol* 45:277–283. <https://doi.org/10.1007/BF00865518>
- Rakhecha, P., & Singh, V. P. (2009). *Applied hydrometeorology*. Springer Science & Business Media.
- Raymond F, Ullmann A, Tramblay Y et al (2019) Evolution of Mediterranean extreme dry spells during the wet season under climate change. *Reg Environ Change* 19: 2339–2351 <https://doi.org/10.1007/s10113-019-01526-3>
- Redolat D, Monjo R, Lopez-Bustins J A, Martin-Vide,J (2018) Upper-Level Mediterranean Oscillation index and seasonal variability of rainfall and temperature. *Theoretical and Applied Climatology* 135: 1059–1077. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2424-6>
- Reiser, H., & Kutiel, H. (2010). Extreme Rainfall Events and Uncertainty in the Mediterranean Basin. In *Survival and Sustainability* (pp. 1439-1448). Springer, Berlin, Heidelberg
- Radhouane, L. (2013). Climate change impacts on North African countries and on some Tunisian economic sectors. *Journal of Agriculture and Environment for International Development (JAEID)*, 107(1), 101-113.
- Remini B (2017) A new management approach of dams siltation. *LARHYSS J* 31:51–81
- Reyer C P, Otto I M, Adams S, Albrecht T, Baarsch F, Cartsburg M et al (2017) Climate change impacts in Central Asia and their implications for development. *Regional Environmental Change* 17(6): 1639–1650. <https://doi.org/10.1007/s10113-015-0893-z>
- Rodier, J. (1982). La transposition des résultats des bassins représentatifs et ses problèmes. *Cahiers de l'ORSTOM, série Hydrol*, 19(2).
- Saidi, M. E., Daoudi, L., Aresmouk, M. E., & Blali, A. (2003). Rôle du milieu physique dans l'amplification des crues en milieu montagnard, exemple de la crue du 17 août 1995 dans la vallée de l'Ourika (Haut Atlas, Maroc). *Sécheresse*, 14(2), 1-8.

Références bibliographiques

- Salhi C, Touaibia B, Zeroual A (2013) Les réseaux de neurones et la régression multiple en prédiction de l'érosion spécifique: cas du bassin hydrographique Algérois-Hodna-Soummam (Algérie). *Hyd Sci* 58(7):1573-1580. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.824090>
- Sardou M, Maouche S, Sabeur B, Missoum H (2018) The November 26 and 27, 1927 devastating flood event (NW Algeria): characterization and reconstruction using historical data. *Arabian Journal of Geosciences* 11(10). <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3590-7>
- Sarkar, S., & Maity, R. (2020). Increase in probable maximum precipitation in a changing climate over India. *Journal of Hydrology*, 585, 124806.
- Schmitz C et al (2014) Land-use change trajectories up to 2050: insights from a global agro-economic model comparison. *Agric Econ* 45: 69–84. <https://doi.org/10.1111/agec.12090>.
- Schwartzman A, Keeling RF (2020) Achieving atmospheric verification of CO2 emissions. *Nat Clim Chang* 10: 416–417. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0735-y>
- Schilling, J., Freier, K. P., Hertig, E., & Scheffran, J. (2012). Climate change, vulnerability and adaptation in North Africa with focus on Morocco. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 156, 12-26.
- Schilling, S., Kennedy, A., Pan, S., Jermin, L. S., & Melzer, R. (2020). Genome-wide analysis of MIKC-type MADS-box genes in wheat: pervasive duplications, functional conservation and putative neofunctionalization. *New Phytologist*, 225(1), 511-529.
- Şen, Z., and Eljadid, A.G. (1999) Rainfall distribution functions for Libya and Rainfall Prediction. *Hydrol. Sci. J.*, 44, 665–680.
- Şen, Z. (2012). Innovative trend analysis methodology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 17(9), 1042-1046.
- Şen Z, As-Sefry S, Al-Kharity S (2016) Probable maximum precipitation and flood calculations for Jeddah area. *Environ Earth Sci* 76(5). <https://doi.org/10.1007/s12665-016-6312-z>
- Şen Z (2018) *Flood Modeling, Prediction, and Mitigation*. Springer-Nature, Heidelberg, Germany: 422. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-52356-9>
- Şen Z (2020) *Earth Systems Data Processing and Visualization Using MATLAB*. Springer-Nature, Heidelberg, Germany: 277. <https://doi.org/10.1007/978-3-030-01542-8>
- Seneviratne SI, Nicholls N, Easterling D, Goodess CM, Kanae S, Kossin J, Luo Y, Marengo J, McInnes K, Rahimi M, Reichstein M, Sorteberg A, Vera C, Zhang X (2012) Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment. In: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate*

Références bibliographiques

- Change Adaptation [Field C B, Barros V, Stocker T F, Qin D, Dokken D J, Ebi K L, Mastrandrea M D, Mach K J, Plattner G-K, Allen S K, Tignor M, Midgley P M (eds)]. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). Cambridge University Press Cambridge UK and New York NY USA: 109-230.
- Sensoy S et al (2013) Trends in turkey climate indices from 1960 to 2010. In: 6th Atmospheric Science Symposium – ATMOS 2013
- Shabri, A. and Mohd Arif, N. (2009) 'Frequency analysis of maximum daily rainfalls via l-moment approach', *Journal Sains Malaysiana*, Vol. 38, No. 2, pp.149–158.
- Sharma J, Ravindranath N (2019) Applying IPCC 2014 framework for hazard-specific vulnerability assessment under climate change. *Environ Res Commun* 1: 051004.
- Sheikh M M, Manzoor N, Ashraf J, Adnan M, Collins D, Hameed S et al (2015) Trends in extreme daily rainfall and temperature indices over South Asia. *International Journal of Climatology* 35(7): 1625– 1637. <https://doi:10.1002/joc.4081>
- Shrestha, S., & Roachanakanan, R. (2021). Extreme climate projections under representative concentration pathways in the Lower Songkhram River Basin, Thailand. *Heliyon*, 7(2), e06146.
- Sillmann J, Kharin V, Zwiers F, Zhang X, Bronaugh D (2013) Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: part 2. Future climate projections. *J Geophys Res Atmos* 118:2473 – 2493
- Singh V, Goyal M K (2016) Analysis and trends of precipitation lapse rate and extreme indices over north Sikkim eastern Himalayas under CMIP5ESM-2M RCPs experiments. *Atmosph Res* 167: 34-60
- Sirdaş S, Şen Z (2007) Determination of Flash Floods in Western Arabian Peninsula. *J Hyd Eng* 12(6):676. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2007\)12:6\(676\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2007)12:6(676)).
- Sivapalan, M., & Blöschl, G. (1998). Transformation of point rainfall to areal rainfall: Intensity-duration-frequency curves. *Journal of Hydrology*, 204(1-4), 150-167.
- Snyder FF (1938) Synthetic unit hydrographs. *Transactions AGU* 19(1):447–454. <https://doi.org/10.1029/TR019i001p00447>
- Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region *Advances in Global Change Research* vol 46 Springer Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-007-1372-7_3
- Soil Conservation Service (SCS) (1971) *National Engineering Handbook, Section 4: Hydrology*. USDA: Springfield, VA.
- Solow AR (2015) Extreme weather, made by us? *Science* 349(6255): 1444–1445. <https://doi:10.1126/science.aad2132>

Références bibliographiques

- Soltani M, Laux P, Kunstmann H et al (2016) Assessment of climate variations in temperature and precipitation extreme events over Iran. *Theor Appl Climatol* 126: 775–795. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1609-5>
- Svensson C, Rakhecha PR (1998) Estimation of probable maximum precipitation for dams in the Hongru River catchment, China. *Theor Appl Clim* 59:79–91. <https://doi.org/10.1007/s007040050014>
- Taibi, S., Meddi, M., & Mahe, G. (2015). Evolution des pluies extrêmes dans le bassin du Chélif (Algérie) au cours des 40 dernières années 1971–2010. *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 369, 175-180.
- Taibi S, Meddi M, Mahé G, Assani AA (2017) Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall. *Theor Appl Climatol* (127): 241–257. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1626-4>
- Taibi S, Messelmi I, Meddi M, Feddal MA (2019) Recent Rainfall Variability in the South-West Mediterranean Region and Links with Teleconnection Patterns. In: Zhang Z, Khélifi N, Mezghani A, Heggy E (eds) *Patterns and Mechanisms of Climate Paleoclimate and Paleoenvironmental Changes from Low-Latitude Regions CAJG 2018 Advances in Science Technology & Innovation (IEREK Interdisciplinary Series for Sustainable Development)*. Springer Cham https://doi.org/10.1007/978-3-030-01599-2_26
- Teng, J.; Potter, N.J.; Chiew, F.H.S.; Zhang, L.; Wang, B.; Vaze, J.; Evans, J.P. How does bias correction of regional climate model precipitation affect modelled runoff? *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2015, 19, 711–728.
- Thiébault S, Moatti JP (2016) The Mediterranean region under climate change: a scientific update. : IRD Éditions. DOI : 10.4000/books.irdeditions.24549 Thom, H.C.S., (1958) A note on the gamma distribution. *Mon. Wea. Rev.*, 86, 117–122,
- Thrasher, B., Maurer, E. P., McKellar, C., & Duffy, P. B. (2012). Technical Note: Bias correcting climate model simulated daily temperature extremes with quantile mapping. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16(9), 3309- 3314. <http://doi.org/10.5194/hess-16-3309-2012>
- Tippett M K (2018) Extreme weather and climate. *Climate and Atmospheric Science* (2018) 1:45. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0057-1>
- Tong S, Li X, Zhang J, Bao Y, Bao Y, Na L, Si A (2019) Spatial and temporal variability in extreme temperature and precipitation events in Inner Mongolia (China) during 1960–2017. *Science of The Total Environment* Volume 649: 75-89. <https://dx.doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.08.262>

Références bibliographiques

- Tossou E M, Ndiaye M L, Traore V B, Sambou H, Kelome N C, SY B A, Diaw AT (2017) Characterisation and Analysis of Rainfall Variability in the Mono-Couffo River Watershed Complex Benin (West Africa). *Resources and Environment* Vol 7(1): 13-29.
- Tramblay Y, El Adlouni S, Servat E (2013) Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13(12): 3235–3248. <https://doi:10.5194/nhess-13-3235-2013>
- Tramblay, Y., & Somot, S. (2018). Future evolution of extreme precipitation in the Mediterranean. *Climatic Change*, 151(2), 289-302.
- Trenberth KE, Jones PD, Ambenje P, Bojariu R, Easterling D, Klein Tank A, Parker D, Rahimzadeh F, Renwick JA, Rusticucci M, Solden B, Zhai P (2007) Observations: Surface and atmospheric climate change. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon S, Qin D, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K B, Tignor M, Miller H L (eds)]. Cambridge University Press Cambridge UK and New York NY: 235- 336
- Turato, B., Reale, O., & Siccardi, F. (2004). Water vapor sources of the October 2000 Piedmont flood. *Journal of Hydrometeorology*, 5(4), 693-712.
- Ummerhofer C C, Meehl GA (2017) Extreme weather and climate events with ecological relevance: a review. *Phil Trans R Soc B* 372: 20160135. <http://dx.doi.org/10.1098/rstb.2016.0135>
- Van Loon AF, Stahl K, Di Baldassarre G, Clark J, Rangelcroft S, Wanders N, Gleeson T, Van Dijk AI, Tallaksen LM, Hannaford J, Uijlenhoet R (2016) Drought in a human-modified world: reframing drought definitions, understanding, and analysis approaches. *Hydro Earth Syst Sci* 20(9):3631 – 3650
- Vellore, R. K., Kaplan, M. L., Krishnan, R., Lewis, J. M., Sabade, S., Deshpande, N., ... & Rao, M. R. (2016). Monsoon-extratropical circulation interactions in Himalayan extreme rainfall. *Climate Dynamics*, 46(11), 3517-3546.
- Viard, T., Vermeulen, J., Lassus, C., Paquet, E., & Rouillon, N. (2019). Outil d'estimation de la distribution complète des cotes de retenue atteintes en crue pour un barrage capacitif. *La Houille Blanche*, (1), 33-39.
- Vicente-Serrano SM, López-Moreno JI, Lorenzo-Lacruz J, Kenawy AE, Azorin-Molina C, Morán-Tejeda E, Angulo-Martínez M (2011) The NAO Impact on Droughts in the Mediterranean Region. *Hydrological*
- Vincent L A et al (2005) Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America 1960–2000. *J Clim* 18: 5011 – 5023.

Références bibliographiques

- Waha K, Krummenauer L, Adams S, Aich V, Baarsch F, Coumou D, et al. (2017) Climate change impacts in the 859 Middle East and Northern Africa (MENA) region and their implications for vulnerable population groups. 860 *Regional Environmental Change* 17(6): 1623–1638. <https://doi:10.1007/s10113-017-1144-2>
- Wang, B. H., & Jawed, K. (1986). Transformation of PMP to PMF: case studies. *Journal of Hydraulic Engineering*, 112(7), 547-561.
- Wang X L (2003) Comments on “Detection of undocumented changepoints: A revision of the two-phase regression model. *J Clim* 16 3383–3385.
- Wang X L, Chen H, Wu Y, Feng Y, Pu Q (2010) New techniques for detection and adjustment of shifts in daily precipitation data series. *J Appl Meteor Climatol* 49 (12): 2416-2436. <https://doi:10.1175/2010JAMC2376.1>
- Wang Y Q, Zhou L (2005) Observed trends in extreme precipitation events in China during 1961– 2001 and the associated changes in large-scale circulation. *Geophys Res Lett* 32 L09707. <https://doi:10.1029/2005GL022574>.
- Wasko, C., & Sharma, A. (2017). Global assessment of flood and storm extremes with increased temperatures. *Scientific reports*, 7(1), 1-8.
- Watts N, Adger W N, Agnolucci P, Blackstock J, Byass P, Cai W et al (2015) Health and climate change: policy 868 responses to protect public health. *The Lancet* 386(10006): 1861–1914. [https://doi:10.1016/s0140-8696736\(15\)60854-6](https://doi:10.1016/s0140-8696736(15)60854-6)
- Winschall, A., Sodemann, H., Pfahl, S., & Wernli, H. (2014). How important is intensified evaporation for Mediterranean precipitation extremes?. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(9), 5240-5256.
- Wilk, M.B., Gnanadesikan, R. and Huyett, M.J., 1962. Probability plots for the Gamma distribution. *Technometrics*, Vol. 4, No. 1, pp. 1–20.
- World Meteorological Organization WMO (2009) *Manual on Estimation of Probable Maximum Precipitation*. WMO–No 1045, Geneva, Switzerland. ISBN:978-926-3101045-9
- Worqlul AW, Dile YT, Ayana EK, Jeong J, Adem AA, Gerik T (2018) Impact of climate change on streamflow hydrology in headwater catchments of the upper Blue Nile Basin, Ethiopia. *Water* 10(2):120
- Xie H, Li D, Xiong L (2014) Exploring the ability of the Pettitt method for detecting change point by Monte 871 Carlo simulation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 28(7): 1643–1655. 872 <https://doi.org/10.1007/s00477-013-0814-y>

Références bibliographiques

- Xiong L, Jiang C, Xu C-Y, Yu K-X, Guo S (2015) A framework of change point detection for multivariate hydrological series. *Water Resources Research* 51: 8198–8217. <https://doi.org/10.1002/2015WR017677>
- Zahar, Y. and Laborde, J-P. (2007) ‘Modélisation statistique et synthèse cartographique des précipitations journalières extrêmes de Tunisie’, *Revue des sciences de l’eau*, Vol. 20, No. 4, pp.409–424.
- Zeggane, H., and Boutoutaou, D. (2017). Etude regionale des pluies maximales journalieres annuelles frequentielles du centre nord d’Algerie. *Lebanese Science Journal*, 18(2), 166.
- Zeroual, A., Meddi, M., and Bensaad, S., (2013). The impact of climate change on river flow in arid and semi-arid rivers in Algeria. *Climate and Land-surface Changes in Hydrology Proceedings of H01, IAHS-IAPSO-IASPEI Assembly, Gothenburg, Sweden, (IAHS Publ. 359)*
- Zeroual A, Assani A A, Meddi M (2016) Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate 876 to climate indices in Northern Algeria over the 1972–2013 period. *Hydrology Research* 48(2): 584– 877 595. <https://doi:10.2166/nh.2016.244>
- Zeroual A, Meddi M, Assani AA (2016) Artificial Neural Network Rainfall-Discharge Model Assessment Under Rating Curve Uncertainty and Monthly Discharge Volume Predictions. *Water Resour Manag* 30(9):3191–3205. DOI: 10.1007/s11269-016-1340-8
- Zeroual A, Assani A, Meddi M (2017) Combined analysis of temperature and rainfall variability as they relate to climate indices in Northern Algeria over the 1972–2013 period. *Hydrol Res* 48: 584–595
- Zeroual A, Assani AA, Meddi M, Alkama R (2019) Assessment of climate change in Algeria from 1951 to 2098 881 using the Köppen–Geiger climate classification scheme. *Climate Dynamics* 52: 227–243. 882 <https://doi.org/10.1007/s00382-018-4128-0>
- Zeroual, A., Assani, A. A., Meddi, H., Bouabdelli, S., Zeroual, S., & Alkama, R. (2020). Assessment of Projected Precipitations and Temperatures Change Signals over Algeria Based on Regional Climate Model: RCA4 Simulations. In *Water Resources in Algeria-Part I* (pp. 135-159). Springer, Cham.
- Zeroual A, Assani AA, Meddi H, Bouabdelli S, Zeroual S, Alkama R (2020) Assessment of Projected Precipitations and Temperatures Change Signals over Algeria Based on Regional Climate Model: RCA4 Simulations. In: *The Handbook of Environmental Chemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/698_2020_526

Références bibliographiques

- Zhang W, Zhou T (2020) Increasing impacts from extreme precipitation on population over China with global warming. *Science Bulletin* Volume 65 Issue 3: 243-252. <https://doi.org/10.1016/j.scib.2019.12.002>
- Zhang X, Yang F (2004) *RClimDex (1.0) User Manual*. Climate Research Branch Environment Canada Downsview Ontario Canada.
- Zhang X et al (2005) Trends in Middle East climate extreme indices from 1950 to 2003. *J Geophys Res* 110 D22104. <https://doi.org/10.1029/2005JD006181>.
- Zhang X, Alexander L, Hegerl G C, Jones P, Tank A K, Peterson T C, Trewin B, Zwiers F W (2011) Indices for 888 monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *WIREs Clim Change* 2: 851- 889 870.
- Zhao C, Liu B, Piao S, Wang X, Lobell D B, Huang Y et al (2017) Temperature increase reduces global yields 893 of major crops in four independent estimates. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114(35): 9326– 9331. <https://doi.org/10.1073/pnas.1701762114>
- Zhou G, Wei X, Chen X et al (2015) Global pattern for the effect of climate and land cover on water yield. *Nat Commun* 6: 5918. <https://doi.org/10.1038/ncomms6918>
- Zong Y, Chen X (2000) The 1998 Flood on the Yangtze, China. *Nat Hazards* 22 (2): 165– 184. <http://dx.doi.org/10.1023/a:1008119805106>