

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Hassiba Benbouali de Chlef

Faculté Génie Civil et d'Architecture

Département d'Hydraulique



THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT EN SCIENCES

Spécialité : Hydraulique

Par

HAFSA KARHAÇANE

Thème :

ANALYSE FREQUENTIELLE DES EVENEMENTS HYDROLOGIQUES EXTREMES DANS L'ALGERIE DU NORD

Soutenue le 17/05/2021, devant le jury composé de :

Karim EZZIANE	Professeur	UHB Chlef	Président
Mohamed MEDDI	Professeur	ENSH Blida	Rapporteur
Hamoudi Abdelamir SAAED	Professeur	UHB Chlef	Co-Rapporteur
Mohamed CHETTIH	Professeur	UAT Laghouat	Examineur
Yamina ELMADDAHI	MCA	UHB Chlef	Examinatrice
Abdelhalim YAHIAOUI	MCA	UAMO Bouira	Examineur

Je dédie cette thèse à ma mère, mon père, mes frères et ma sœur pour leur soutien et leur patience ; à la mémoire de mes grands-parents ; à mes tantes et mes oncles ; à mes cousines et cousins pour leurs encouragements. Je vous aime tous.

Hafsa

Remerciements

La réalisation de cette thèse est le fruit des nombreuses années de recherche, de travail assidu, de hauts et de bas, d'obstacles et de réussites que je n'ai pas traversé seule. C'est ainsi que je souhaiterais adresser mes remerciements aux personnes qui m'ont apporté leur aide, leur soutien, leur patience, le tout avec beaucoup de bienveillance et de générosité humaine.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu à mon directeur de thèse, le Professeur Mohamed MEDDI pour avoir inspiré et dirigé cette thèse et dont les critiques, les conseils et la rigueur ont grandement contribué à sa réussite. Je tiens aussi à exprimer ma reconnaissance à mon co-directeur de thèse, le Professeur Hamoudi Abdelamir SAAED pour son aide et ses conseils.

Un grand merci au Professeur Fateh CHEBANA pour m'avoir accueillie et encadrée durant mon stage au sein de l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-ETE) Québec, Canada. Merci pour tous ses conseils, sa bienveillance, sa contribution et ses grandes qualités humaines et scientifiques.

Je remercie également le Professeur Pr Ali A. ASSANI pour m'avoir accueillie et encadré durant mon stage à l'Université de Québec à Trois-Rivières, Canada. Merci pour son aide et sa contribution dans la rédaction de l'article.

C'est avec plaisir que je remercie le Professeur Karim EZZIANE d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse. J'adresse également ma gratitude au Pr Mohamed CHETTIH de l'université de Laghouat, au Docteur Yamina ELMEDDAHI de l'université de Chlef et au Docteur Abdelhalim YAHIAOUI de l'université de Bouira pour avoir accepté de faire partie de mon jury et d'évaluer cette thèse.

Je remercie également les services de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) ainsi que l'Office National de la Météorologie (ONM) pour avoir facilité l'accès aux données nécessaires à la réalisation de ce travail.

Je remercie également Docteur Faiza HALLOUZ, ainsi que mes collègues et amis de la spécialité Aménagement Hydro-Agricole au département sciences agronomiques à l'université de Khemis Miliana.

Enfin, et dans le souci de remercier tout le monde et de n'oublier personne, je remercie toutes celles et ceux qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de cette thèse.

التحليل التكراري للظواهر الهيدرولوجية القصوى في حوض الهيدروغرافي الجزائر

قاره حسن حفصة

الملخص

إن التغير المناخي ينبئُ بوقوع أحداث مناخية وهيدرولوجية أكثر حدة وتكرارية ، مما سيكون له تداعيات على حياة الإنسان وأنشطته. تظهر هذه الظواهر القصوى بشكل أكبر في اهتمامات الباحثين من خلال التركيز على أساليب وتقنيات أكثر نجاعة وقوة كوسائل مناسبة في دراستهم. تم استخدام مجموعة من 27 مؤشرًا للتساقطات المطرية الشديدة ودرجات الحرارة القصوى في هذه الأطروحة. يتم استخدام السجلات اليومية لهطول الأمطار (من 1940 إلى 2013) ودرجة الحرارة القصوى والدنيا (1979 إلى 2013) لحساب المؤشرات المناخية القصوى على مستوى 17 محطة مناخية في شمال الجزائر ، 8 منها تقع في حوض الجزائر. الاتجاهات الخطية المحسوبة عند عتبة 10٪ تعبر عن اتجاهات تنازلية مهمة في مؤشرات هطول الأمطار في جميع المحطات التي تم تحليلها. تُظهر مؤشرات درجات الحرارة زيادة كبيرة في عدد أيام الصيف (SU25) والليالي الاستوائية (TR20) يُظهر تحليل الارتباط الكنسي بين مؤشرات المناخ المتطرفة ومؤشرات التذبذب الجوي NAO و WEMOI و SOI و AMO أن الحالات الشاذة المكتشفة في مؤشرات المناخ المتطرفة تتبع بشكل أساسي التقلبات في AMO و SOI و

WEMO

بالنظر إلى الطبيعة المعقدة للأحداث الهيدرولوجية المتطرفة ، يتم وصف الفيضانات من خلال مدتها وحجمها وذرورة تدفقها. في الجزائر ، من الشائع استخدام مفهوم أحادي المتغير في أغلب الأحيان ، مع التركيز بشكل منفصل على كل من خصائص الفيضانات. من أجل تفادي النقائص على مستوى النهج أحادي المتغير، تم فحص تحليل الفيضان الشامل من خلال نهج متعدد المتغيرات. تم إجراء هذا التحليل على 11 حوض للمياه في شمال الجزائر الأكثر تأثراً بالفيضانات المدمرة والمتكررة. تم تنفيذ الخطوات الكاملة لتحليل التردد متعدد المتغيرات وهي: الكشف عن القيم المغلوطة متعددة المتغيرات ، واختبار الفرضيات متعددة المتغيرات ونمذجة copules. يتم اختيار توزيع Weibull بشكل أساسي باعتباره التوزيع الهامشي الأكثر ملاءمة لنمذجة الكميات أحادية المتغير للمدة والحجم وتدفق الذروة. تعتبر Frank و Clayton و Gumbel هي الأكثر اختياراً لنمذجة بنية التبعية لمتغيرات الفيضان. تعتبر النتائج التي تم الحصول عليها متصلة في تحديد تدفقات الذروة والمدة وأحجام الفيضانات لفترات العود المختلفة ضرورية لإدارة موارد المياه وتقييم مخاطر الفيضانات وكذلك تصميم الهياكل المائية والحماية في هذه المناطق. يتيح الجمع بين خصائص الفيضان تصميم هياكل هيدروليكية أكثر كفاءة.

مفتاح الكلمات: مؤشرات المناخ القصوى ، اتجاهات مؤشرات المناخ ، خصائص الفيضانات ، الفرضيات متعددة المتغيرات ، أحواض الجزائر.

Frequency analysis of hydrological extremes in the Algiers hydrographic basin

Karahaçane Hafsa

Abstract

In the context of climate change, more severe and frequent climatic and hydrological extreme events are expected, which will have consequences on human life and activities. These extreme events are included more in the concerns of researchers by focusing on more innovative and robust approaches and techniques as adequate means for their treatment. A set of 27 indices of extreme precipitation and extreme temperature are used in this thesis. The daily records of precipitation from 1940 to 2013, maximum and minimum temperature from 1979 to 2013 have been used to calculate extreme climate indices at 17 climatological stations in North of Algeria, 8 of which are located in the Algiers basin. The linear trends calculated at 10% threshold express significant downward trends in precipitation indices over all the analyzed stations. While the temperature indices show a significant increase in the number of summer days (SU25) and tropical nights (TR20). Canonical correlation analysis between extreme climate indices and global atmospheric oscillation indices (NAO, WEMOI, SOI and AMO) shows that the anomalies detected in the extreme climate indices are mainly follow the variability of AMO, SOI and WEMO.

Considering the complex nature of extreme hydrological events, floods are described by their duration, volume and peak flow. In Algeria, it is common to use the univariate concept most often, by focusing separately on each of the flood characteristics. In order to overcome the limitations of the univariate approach, a complete flood analysis has been examined using a multivariate approach. This analysis is carried out on 11 basins of Northern Algeria affected by devastating and repetitive floods. All the required steps of a multivariate frequency analysis are carried out mainly: detection of multivariate outliers, multivariate assumptions testing and copula fitting. The Weibull distribution is mainly selected as the most appropriate marginal distribution for modeling univariate quantiles of duration, volume and peak flow. The Frank, Clayton and Gumbel copulas are the most selected to model the dependence structure of flood variables. The results obtained inherent to determining of peak flows, durations and volumes of floods for different return periods are required for water resources management, flood risk assessment and designing of hydrotechnical structures and protection facilities in these regions. The combination of flood characteristics enables the design of more efficient hydraulic structures.

Keywords: extreme climate indices, trend of climate indices, flood characteristics, copula, multivariate assumptions, Algiers basin.

Analyse fréquentielle des extrêmes hydrologiques dans le bassin hydrographique de l'Algérois

Karahaçane Hafsa

Résumé

Dans un contexte de changement climatique, des événements extrêmes climatiques et hydrologiques plus sévères et fréquents sont à prévoir, qui auront des répercussions sur la vie et les activités humaines. Ces phénomènes extrêmes figurent davantage dans les préoccupations des chercheurs en se focalisant sur des approches et des techniques plus innovantes et robustes comme moyens adéquats dans leurs traitements. Un ensemble de 27 indices extrêmes de précipitations et de températures ont été utilisés dans cette thèse. Les relevés journaliers de précipitation (de 1940 à 2013) et de température maximale et minimale (de 1979 à 2013) sont utilisés pour calculer les indices climatiques extrêmes au niveau de 17 stations climatologiques du Nord algérien dont 8 sont situées dans le bassin de l'Algérois. Les tendances linéaires calculées avec un seuil de 10% expriment des tendances significatives à la baisse des indices de précipitations sur l'ensemble des stations analysées. Alors que les indices de températures montrent une hausse significative dans le nombre de jours d'été (SU25) et de nuits tropicales (TR20). L'analyse de corrélation canonique entre les indices climatiques extrêmes et les indices d'oscillations atmosphériques globales (NAO, WEMOI, SOI et AMO) montre que les anomalies détectées dans les indices climatiques extrêmes suivent principalement la variabilité du AMO, SOI et du WEMO.

Considérant le caractère complexe des événements hydrologiques extrêmes, les crues sont décrites par leur durée, volume et débit de pointe. En Algérie, il est commun d'utiliser le plus souvent le concept univarié, en se focalisant séparément sur chacune des caractéristiques des crues. Afin de surmonter les limites de l'approche univariée, une analyse complète des crues a été examinée par une approche multivariée. Cette analyse est réalisée sur 11 bassins versants du Nord algérien affectés par des crues dévastatrices et répétitives. Les étapes complètes d'une analyse fréquentielle multivariée ont été réalisées à savoir : la détection de valeurs aberrantes multivariées, test d'hypothèses multivariées et ajustement de copule. La distribution de Weibull est principalement sélectionnée comme étant la distribution marginale la plus appropriée à la modélisation des quantiles univariée de durée, volume et débit de pointe. Les copules Frank, Clayton et Gumbel sont les plus sélectionnées pour modéliser la structure de dépendance des variables de crues. Les résultats obtenus inhérents à la détermination des débits de pointes, durées et volumes de crue pour différentes périodes de retour sont indispensables à la gestion des ressources en eau, l'évaluation des risques de crues ainsi que le dimensionnement des ouvrages hydrotechniques et de protection dans ces régions. La combinaison des caractéristiques de crues permet la conception d'ouvrages hydrauliques plus efficaces.

Mots-clés : indices climatiques extrêmes, tendance des indices climatiques, caractéristiques de crue, copule, hypothèses multivariées, bassin de l'Algérois.

LISTE DES FIGURES

Figure 1 :	Situation géographique des bassins hydrographiques de l'Algérie du Nord	20
Figure 2 :	Extrait de la carte géologique de l'Algérie (d'après carte géologique internationale de l'Afrique (Feuille numéro 2), CGMW/UNESCO 1990 pour le Nord de l'Algérie et document SONATRACH, écorché au toit du Paléozoïque pour Plateforme Saharienne (Rezak, 2014)	21
Figure 3 :	Bilan des feux de forêts en Algérie de 2008 à 2017 (source DGF, 2018)	22
Figure 4 :	Principales espèces forestières en Algérie du Nord (DGF, 2018)	23
Figure 5 :	Précipitations annuelles moyennes en mm (Mebarki & Laborde, 2012)	24
Figure 6 :	Précipitation mensuelle moyenne interannuelle (1981-2021).	25
Figure 7 :	Diagramme ombrothermique de quelques stations dans le Nord algérien	26
Figure 8 :	Bassins versants étudiés	28
Figure 9 :	Relief des bassins versants (1)	31
Figure 10 :	Relief des bassins versants (2)	32
Figure 11 :	Localisation des stations climatiques étudiées (Meddi & Toumi, 2015 modifiée)	40
Figure 12 :	Localisation des stations hydrométriques étudiées	43
Figure 13 :	Mise en forme des données journalières	48
Figure 14 :	Modes de flux et trajectoires des courants de NAO (Source https://cdn.britannica.com/16/149416-050-536EE6A9/path-jet-stream-modes-NorthAtlantic-Oscillation.jpg)	51
Figure 15 :	Phases de WeMO (Source Lopez-Bustins et al., 2017)	52
Figure 16 :	Fluctuation annuelle des SST et l'évolution des anomalies de l'AMO (Source Pisano et al., 2020)	53
Figure 17 :	Schéma des caractéristiques d'un hydrogramme (Source Ben Aissia, 2009)	56
Figure 18 :	Exemple de l'extraction des caractéristiques de crue	57
Figure 19 :	Détection des points de changements sous le RHtests sur les précipitations journalières de la station de Cherchell	71
Figure 20 :	Quantiles et périodes de retour univariés pour les caractéristiques des crues	112
Figure 21 :	Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Azzefoun	114
Figure 22 :	Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à El Affroun	115
Figure 23 :	Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Baraki	116
Figure 24 :	Ligne de contour des paires selon la copule sélectionnée pour l'événement de période de retour de $X \geq x \cap Y \geq y$	128

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 :	Caractéristiques des sous bassins versants	37
Tableau 2 :	Liste des stations climatiques étudiées	39
Tableau 3 :	Caractéristiques des stations hydrométriques étudiées	42
Tableau 4 :	Indices des extrêmes climatiques définis par l'ETCCDI	47
Tableau 5 :	Fonctions de la densité de probabilité (FDP) des distributions utilisées	62
Tableau 6 :	Fonctions des copules utilisées	66
Tableau 7 :	Analyse descriptive des ICE de précipitation	74
Tableau 8 :	Analyse descriptive des ICE de température	76
Tableau 9 :	Tendance linéaire des indices de précipitations extrêmes calculée à un niveau de signification de 10%	81
Tableau 10 :	Tendance linéaire des indices de précipitations extrêmes calculée à un niveau de signification de 10%	82
Tableau 11 :	Dates de rupture sur les séries de PRCPTOT	84
Tableau 12 :	Tendance linéaire des ICE de précipitation à un niveau de signification de 10% pour la première période de 1940 à 1975	86
Tableau 13 :	Tendance linéaire des ICE de précipitations à un niveau de signification de 10% pour la première période de 1976 à 2013	87
Tableau 14 :	Coefficients de structure calculés entre les ICE de précipitations et les indices des GOA	88
Tableau 15 :	Coefficients de structure calculés entre les ICE de températures et les indices des GOA	89
Tableau 16 :	Données extraites pour la station d'Azzefoun	99
Tableau 17 :	Données extraites pour la station d'El Affroun	99
Tableau 18 :	Données extraites pour la station de Baraki	100
Tableau 19 :	Analyse descriptive des séries de variables univariées	101
Tableau 20 :	Valeurs aberrantes univariées détectées	104
Tableau 21 :	Matrice de corrélation des paires analysées	104
Tableau 22 :	Dates de changement détectées	104
Tableau 23 :	Vérification des hypothèses de base pour les marges	106
Tableau 24 :	Test d'adéquation pour les variables de crue de la station d'Azzefoun	107
Tableau 25 :	Test d'adéquation pour les variables de crue de la station d'El Affroun	108
Tableau 26 :	Test d'adéquation pour les variables de crue de la station de Baraki	109
Tableau 27 :	Distribution marginale sélectionnée	110
Tableau 28 :	Résultats des tests de tendance multivariés avec Mann-Kendall et Spearman (5% est le niveau de signification considéré)	118
Tableau 29 :	Tests d'indépendance sérielle et d'homogénéité pour les séries multivariées	119
Tableau 30 :	Copules retenues pour les caractéristiques de crue	120

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	1
CHAPITRE I : REVUE DE LA LITTERATURE	
1.1. Changement climatiques anthropiques et leurs impacts	5
1.1.1. Impacts observés sur les extrêmes climatiques	6
1.1.2. Impacts observés sur les extrêmes hydrologiques	8
1.2. Méthodes et outils d'étude des extrêmes climatiques	11
1.2.1. Définition et description des extrêmes climatiques	12
1.2.2. Détection de la variabilité des évènements extrêmes	13
1.3. Méthodes et techniques d'étude des extrêmes hydrologiques	15
1.3.1. Définition et description des extrêmes hydrologiques	15
1.3.2. Analyse de la variabilité et des risques des évènements extrêmes hydrologiques	16
1.4. Impact futur et téléconnexion avec les grandes oscillations atmosphériques	17
1.5. Conclusion	18
CHAPITRE II. MILIEU PHYSIQUE ET DONNEES IMPLIQUEES	
2.1. Présentation de la région d'étude	19
2.1.1. Contexte géographique du bassin hydrographique	19
2.1.2. Sol et géologie	20
2.1.3. Couvert végétale	21
2.1.4. Climat	23
2.1.5. Réseau hydrographique	27
2.2. Caractéristiques du jeu de données	38
2.2.1. Données climatiques	38
2.2.2. Données hydrométriques	41
2.3. Conclusion	44
CHAPITRE III. METHODOLOGIE	
3.1. Analyse des extrêmes climatiques	45
3.1.1. Calcul des indices climatiques extrêmes	45
3.1.1.1. Control de la qualité des données	48
3.1.1.2. Homogénéisation des données	49
3.1.1.3. Calcul des indices	49
3.1.2. Détection des points de changement	49
3.1.3. Téléconnexion avec les indices d'oscillation atmosphérique	50
3.1.3.1. Définition des indices GOA	50
a. Indice de NAO	50
b. Indice de SOI	51
c. Indice WeMO	52
d. Indice d'AMO	53
3.1.3.2. Analyse de corrélation canonique	53

a. Principe et définition de l'ACC	54
b. Application pratique	55
c. Interprétation des variables canoniques	55
3.2. Analyse fréquentielle des extrêmes hydrologiques (crue)	55
3.2.1. Extraction des variables de crue	56
3.2.2. Analyse fréquentielle univariée	57
3.2.2.1. Statistique descriptive des variables de crue	57
3.2.2.2. Détection des valeurs aberrantes	58
3.2.2.3. Tester les hypothèses de base	58
3.2.2.4. Ajustement des variables hydrologique	60
a. Distribution et méthode d'estimation	61
b. Test d'adéquation	62
c. Comparaison des distributions	63
3.2.2.5. Estimation de risque de crue	63
3.2.3. Analyse fréquentielle multivariée	64
3.2.3.1. Détection des valeurs aberrantes multivariées	64
3.2.3.2. Tests des hypothèses en multivarié	65
3.2.3.3. Modélisation	65
3.2.3.4. Evaluation de risque	66
3.3. Conclusion	67

CHAPITRE IV. ANALYSE DES EXTREMES CLIMATIQUES

4.1. Introduction	69
4.2. Homogénéité et contrôle de la qualité des données	71
4.3. Calcul des indices climatiques extrêmes	71
4.4. Analyse de la tendance des ICE	80
4.4.1. Tendance des indices extrêmes de précipitation	80
4.4.2. Tendance des indices extrêmes de température	80
4.5. Détection des points de changement	83
4.5.1. Sous période 1940-1975	83
4.5.2. Sous période 1976-2013	84
4.6. Téléconnexion avec les indices d'oscillation atmosphérique	88
4.7. Discussion	90
4.8. Conclusion	93

CHAPITRE V. ANALYSE FREQUENTIELLE DES EXTREMES HYDROLOGIQUES (CRUES)

5.1. Introduction	95
5.2. Extraction des variables de crue	98
5.3. Analyse fréquentielle univariée	100
5.3.1. Statistique descriptive des variables de crue	100
5.3.2. Détection des valeurs aberrantes	103
5.3.3. Corrélacion entre les variables de crue	103
5.3.4. Détection des points de changement	103

5.3.5. Vérification des hypothèses de base	105
5.3.6. Ajustement des variables hydrologique	105
5.3.6.1. Test d'adéquation	105
5.3.6.2. Sélection de la distribution adéquate	105
5.3.6.3. Estimation de risque de crue	110
5.4. Analyse fréquentielle multivariée	113
5.4.1. Détection des valeurs aberrantes multivariées	113
5.4.2. Tests des hypothèses en multivarié	117
5.4.3. Ajustement de la copule et estimation des paramètres	117
5.4.4. Evaluation de risque de crue	117
5.5. Discussion	122
5.6. Conclusion	130
CONCLUSION GENERALE	132
PERSPECTIVES ET RECOMMANDATION	134
ANNEXES	
Annexe A	137
Annexe B	139
Annexe C	147
Annexe D	156
Annexe E	167
Annexe F	175
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	

« L'eau est le moteur de la vie mais elle sait aussi détruire, ravager, inonder. Elle suscite une prise de conscience de la nécessité de préserver ce bien précieux. Ainsi pour l'utiliser plus efficacement et la protéger, il faut mieux la connaître ».

Laurent Touchart

INTRODUCTION

Introduction

Les risques engendrés par les évènements hydrologiques extrêmes ont eu de graves répercussions sur la vie socio-économique, sur le fonctionnement des milieux naturels ainsi que sur les projets de développements dans le monde entier. Les crues et les inondations sont les phénomènes hydrologiques extrêmes les plus dominants en matière de risque naturel dans l'histoire du monde en égard au nombre des dégâts économiques et des pertes de vies humaines qu'elles causent. D'après la base de données NatCat MunichRe (2018), un nombre de 1059 évènements hydrologiques extrêmes (crues, inondations) causant 34 006 morts ont été recensés durant la période entre 1980 et 2018 en Afrique, dont 70 évènements uniquement pour l'année 2018. Ces évènements ont causé au moins un décès et/ou des pertes supérieures à 100 000 \$ US. L'évènement dramatique qu'a connu l'Algérie entre 10 et 14 Novembre 2001 est classé parmi les cinq évènements les plus meurtriers en Afrique avec 921 décès et plus de 300 millions de dollars de dégâts.

L'Algérie a connu durant toute son histoire des inondations dévastatrices causant des pertes humaines et économiques très importantes. Dès les années 60 ce phénomène a connu une amplification en termes d'amplitude et d'occurrence. Les zones urbaines sont les plus affectées par les phénomènes d'inondations (voir Tableau 1, Annexe 1). A la suite de ces nombreux sinistres, la prise de conscience de la mise en place des projets d'aménagement de lutte contre les inondations demeure une réalité à appliquer afin d'atténuer, voire éviter, les dommages que causent ces aléas hydrologiques sur les vies humaine et leurs biens. A cet effet, dès 2000 l'Algérie a installé un plan national d'investissements engagé dans la lutte contre les inondations. Un nombre de 575 opérations avec un budget de 2 milliards de Dollars dont 33 wilayas du nord sont concernées parmi les 42 wilayas concernées par le plan national. Les types d'aménagements envisagés sont des ouvrages hydrauliques (ponts, canaux, barrages) dimensionnés sur la base de l'estimation de risque en reliant l'amplitude d'un tel évènement extrême aux fréquences d'occurrence à l'aide des distributions de probabilités adéquates, ce qui est l'objectif principal de l'analyse fréquentielle (Chow et al., 1988).

Les différentes approches adoptées dans l'analyse fréquentielle des crues en Algérie ont été appliquées dans le contexte univarié dans le traitement de la donnée de base (débit instantané, débit maximum annuel). Cependant, les efforts fournis dans la lutte contre les inondations n'ont pas abouti aux résultats recherchés. Le phénomène continue à engendrer de graves problèmes, des pertes humaines et économiques considérables. En attestant à de nombreux

événements récents en janvier 2017 des crues dévastatrices ont affecté le réseau routier de 16 wilayas du nord, aussi en septembre 2018 sur les villes d'Oum El-Bouaghi, Batna, Ain Defla et Médéa. Le 25 Aout 2019 la ville de Constantine a été inondée entraînant la disparition d'un homme et une paralysie totale du trafic routier. Le 12 septembre 2019, des pluies diluviennes sur la capitale Alger touchant plusieurs communes et causant des graves dégâts dans les routes, la station de métro et l'aéroport.

Durant ces deux dernières décennies, l'occurrence des inondations enregistre une hausse importante. Une moyenne nationale de sept à dix inondations de grandes ampleurs chaque année sont observées touchant essentiellement les grandes villes (MRE, 2018). Un enjeu très dangereux qui aggrave et alourdi les impacts de tel aléa sous l'effet d'éventuel changement climatique. A cet effet, la recherche de nouvelles techniques et procédures innovantes pour l'étude des crues paraît une solution prometteuse. Les dégâts catastrophiques imposent aux gestionnaires d'appliquer des approches plus performantes dans l'établissement des projets d'aménagement. Les crues sont des événements stochastiques dépendant de plusieurs paramètres et variables, d'où l'importance de les intégrer dans l'étude de ces événements. L'analyse fréquentielle multivariée (AFM) constitue un outil puissant pour le dimensionnement des projets d'aménagements ainsi que les structures hydrauliques appropriées en se basant sur une évaluation plus précise de risque des crues (Callau Poduje et al., 2014; Balistrocchi et al., 2017; Jiang et al., 2019; Liu et al. 2019; Zhou et al. 2019).

C'est dans cette optique que s'inscrit cette thèse dont l'objectif principal est d'investiguer une nouvelle approche dans l'analyse des crues dans l'Algérie du Nord en se focalisant sur le bassin hydrographique de l'Algérois. Une AFM est considérée en basant sur la technique la plus récente dans le domaine hydrologique avec une analyse complète (en révélant toutes ses étapes). Du fait que les crues sont directement liées aux conditions climatiques extrêmes du bassin versant, une analyse des événements climatiques extrêmes présente une étape importante pour mieux comprendre le processus de génération de tels événements hydrologiques, et sa relation avec les extrêmes climatiques. Dans ce contexte, une caractérisation de l'évolution des extrêmes climatiques via des indices climatiques extrêmes de températures et de précipitations a fait l'objet d'une analyse sur l'ensemble des stations climatiques dans le bassin de l'Algérois.

Cette introduction est suivie par un premier chapitre qui propose une revue de la littérature sur les travaux scientifiques antérieurs sur les extrêmes climatiques et hydrologiques par rapport à

cette étude (chapitre 1). Une description de la zone d'étude ainsi que les types de données utilisées sont présentés dans le chapitre 2. La démarche générale et les étapes suivies dans cette thèse sont exposées dans la section méthodologie au chapitre 3. Le chapitre 4 présente une analyse des extrêmes climatiques de températures et de précipitations en évoquant leurs tendances ainsi que leurs connexions avec les indices d'oscillation atmosphérique. Dans le chapitre 5, les résultats de l'analyse fréquentielle univariée et multivariée des variables de crues seront présentés. Enfin, une conclusion générale accompagnée de quelques recommandations et perspectives clôtureront cette thèse.



Inondation à Tébessa : Septembre 2018



Inondation à Constantine : Septembre 2018

CHAPITRE I
REVUE DE LA LITTERATURE

Chapitre I

Revue de la littérature

Ce chapitre fait l'objet d'une revue approfondie de littérature, couvrant les thématiques abordées dans cette thèse. D'abord, une définition est présentée sur les impacts du changement climatiques d'origines anthropiques sur les extrêmes climatiques et les extrêmes hydrologiques, ainsi que les travaux réalisés dans ce contexte. Les différents outils et méthodes utilisés dans l'identification et la caractérisation des extrêmes climatiques et les extrêmes hydrologiques sont établis. Enfin, l'impact et la relation des extrêmes climatiques sur les extrêmes hydrologiques sont exposés à travers un recensement des études réalisées.

1.1. Changement climatiques anthropiques et leurs impacts

Les scientifiques et les experts internationaux du climat et des sciences de l'environnement affirment que toutes les modifications et les changements dans les conditions météorologiques et climatiques à l'échelle mondiale ont pour cause principale l'accroissement dans les concentrations des gaz à effet de serre (GES) dues essentiellement par les activités humaines (Meinshausen et al., 2009; Booth et al., 2012; IPCC, 2014(a); IPCC, 2014(b); Hawkins et al., 2017; King, 2017; Janssens-Maenhout et al., 2017; Peters et al., 2017; Mann et al., 2017; Undorf et al., 2018; IPCC, 2018; Marvel et al., 2019; Miller & Moore, 2020; Schwartzman & Keeling, 2020). La vie humaine actuelle avec tous ses aspects génèrent malheureusement des quantités massives en GES soit directement (transport, industries) ou indirectement (fruits et légumes hors saison, emballages). Les GES additionnels perturbent et modifient la composition atmosphérique locale voire régionale, ainsi que les circulations atmosphériques globales. De tels changements affectent immédiatement et rapidement le climat dont toutes les activités humaines sont dépendantes. Des études à travers le monde ont été menées pour déceler les impacts du changement climatique sur les différents secteurs et aspects de la vie sur la planète terre. L'IPCC (2019) dans son dernier rapport expose dans le chapitre 7 les risques qu'encourus plusieurs régions du monde sous l'effet de ces changements. Ces derniers entraînent de graves risques sur les systèmes alimentaires, les moyens de subsistance, les valeurs des terrains, la sécurité alimentaire (rendement des cultures, la qualité des récoltes), désertification (pénurie d'eau) et la dégradation du sol (érosion, perte de végétation, feux de forêts). Tous ces risques ont des répercussions alarmantes sur la santé humaine et les écosystèmes (p. ex.: Hulme et al., 1999; Parmesan & Yohe, 2003; Stott et al., 2004; Bonan, 2008; Pitman, 2011; Dai, 2012; IPCC, 2014b; Kløve et al., 2014; Seager et al., 2014; Solow,

2015; King et al., 2016; Jennerjahn et al., 2017; Leng & Hall, 2018; Kim et al., 2019; Sharma & Ravindranath, 2019; Berhail, 2019; Ayllón et al., 2019; Forzieri et al., 2020; Hughes et al., 2020; Delgado-Baquerizo et al., 2020; Cowan et al., 2020). Ces impacts auront des incidences combinées attendus sur les extrêmes climatiques et les extrêmes hydrologiques, accélérées d'autant plus sous l'effet de ces changements climatiques (CC) d'origine anthropique.

1.1.1. Impacts observés sur les extrêmes climatiques

Plusieurs définitions des événements climatiques extrêmes sont proposées par la communauté scientifique mondiale. Van de Pol et al. (2017) détaillent certaines définitions, dont celle proposée par IPCC (2012) qui définit les événements climatiques extrêmes comme l'évènement qui correspond à l'apparition d'une valeur d'une variable météorologique ou climatique inférieure ou supérieure de la valeur seuil (5 ou 10%) près de l'extrémité maximale ou minimale de la plage des données observées de la variable traitée. Un grand nombre d'études à l'échelle du monde entier a révélé que les variations dans les conditions climatiques ainsi que l'évolution des extrêmes climatiques ont été influencées significativement par le phénomène des changements climatiques d'origine anthropiques. Les phénomènes extrêmes climatiques comme les vagues de chaleur, sécheresse, cyclones, tornades, ouragans et les feux de forêts, ont connu une récurrence de plus en plus fréquente ainsi que des intensités plus fortes à partir des années 1950 (IPCC, 2014). Ces événements sont devenus plus dévastateurs en touchant des régions d'autant plus grandes et relativement sensibles (Mitchell et al., 2016; Ummenhofer & Meehl, 2017; Wellesley et al., 2017; Ornes, 2018; Tippett, 2018). Les événements climatiques extrêmes sont affectés considérablement par les épisodes d'El Niño (phase chaude) et de La Niña (phase froide) générés sur l'océan pacifique qui contrôlent la genèse et le déplacement des courants aériens sur tout le globe. Nombreux auteurs ont révélé le lien direct entre le réchauffement climatique et le changement dans ces deux épisodes ainsi que l'accroissement des événements climatiques extrêmes (Cane, 2005; Cash et al., 2006; Yeh et al., 2009; Yuan & Yang, 2012; IPCC, 2012; Seneviratne et al., 2012; IPCC, 2014; Hu & Fedorov, 2017; Balasubramanian, 2018; Zeroual et al., 2018; Jiang et al., 2019; Atif et al., 2019; Uzun & Ustaoglu, 2019; Singh & Xiaoshenget, 2019; Luo & Lau, 2020; Batibeniz et al., 2020; Kim & Raible, 2020; Ray et al., 2020; Gao et al., 2020; Wang et al., 2020; Lionello & Scarascia, 2020).

Les températures extrêmes froides dénoncent une croissance où le nombre des nuits et des jours froids ont connu une diminution importante. Tandis que les températures extrêmes

chaudes démontrent une hausse dans plusieurs parties du monde avec une augmentation du nombre des nuits et jours chauds (Kharin & Zwiers, 2005; Aguilar et al., 2005; Groisman et al., 2005; Alexander et al., 2006; Aguilar et al., 2009; Caesar et al., 2011; Seneviratne et al., 2012; Schmitz et al., 2014; Uhe et al., 2016; Reyer et al., 2017; Zhao et al., 2017; UNCCD, 2017; Hu et al., 2020). Dès 1976, la région Méditerranéenne enregistre une hausse dans les jours chauds et les nuits chaudes. En contrepartie, une tendance non significative dans les jours froids et les nuits froides. Ceci annonce que les températures extrêmes froides sont en train de se réchauffer rapidement (p. ex. Klein Tank & Können, 2003; Alexander et al., 2006; Kuglitsch et al., 2010; Hirschi et al., 2011; Seneviratne et al., 2012; Lionello, 2012; Garcia-Herrera et al., 2014; Kim et al., 2019).

Les canicules ou les vagues de chaleur sont parmi les événements climatiques qui marquent un nombre élevé de mortalité. La période de 1998 à 2017 enregistre plus de 166 000 morts dans le monde dont 70 000 morts seulement durant la canicule de 2003 en Europe, selon l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS) (https://www.who.int/health-topics/heatwaves#tab=tab_1). L'OMS indique aussi que le nombre des populations exposées à cet aléa augmente considérablement avec 125 millions durant la période de 2000 et 2016. Il est révélé un lien étroit entre l'accroissement des températures extrêmes et le taux de mortalité principalement au sein des villes (Watts et al., 2015) où l'intensité des vagues de chaleurs est plus grande particulièrement pendant les nuits (Schar et al., 2004; Hamdi et al., 2016; Li et al., 2017; Founda & Santamouris, 2017; Wang et al., 2017; Van Oldenborgh et al., 2018; Steffen et al., 2019). La région Méditerranéenne est sujette d'être exposée à des canicules plus fréquentes, plus intenses avec des durées assez longues, ainsi que une hausse dans la fréquence et l'intensité des sécheresses (Katsoulis & Hatzianastassiou, 2005; Baldi et al., 2006; Alpert et al., 2006; Charpentier, 2011; Simolo et al., 2014; Lionello et al., 2014; Sahabi-Abed & Kerrouche, 2017; Frölicher & Laufkötter, 2018; IPCC, 2019; Pasqui & Di Giuseppe, 2019; Raymond et al., 2019; Hu et al., 2020). L'augmentation des températures extrêmes ainsi que la fréquence, la durée et l'intensité des vagues de chaleurs impactent fortement l'humidité du sol (le stock d'eau), ce qui engendre une demande accrue en eau d'irrigation, en eau potable et en énergie (Seneviratne et al., 2012). Ces canicules sont projetées à impacter négativement la production alimentaire d'ici 2070 (Waha et al., 2017). L'agriculture pluviale en Afrique subsaharienne sera plus particulièrement menacée sous l'effet des hautes températures, augmentation des nombres de canicules avec une aridité croissante (Serdeczny et al., 2017).

L'effet combiné des chaleurs extrêmes ainsi que l'intensité et l'occurrence des canicules accentue et aggrave les épisodes de sécheresse qu'impacte le réchauffement climatique anthropique (Solow, 2015; Miralles et al., 2018; IPCC, 2019). La fréquence et l'intensité des sécheresses s'accroissent dans plusieurs régions à savoir le bassin Méditerranéen, Afrique, Ouest et Nord-Est de l'Asie et l'Amérique de Sud (IPCC, 2012; Seneviratne et al., 2012; IPCC, 2013; Nouaceur et al., 2013). Cette augmentation est nettement observée dès les années 1970, où la sécheresse prend une ampleur certaine en touchant différentes parties du monde (Klein Tank et al., 2009). Wang et al (2011) rapportent que les sécheresses de court termes (d'une à 4 semaines) ont tendance à augmenter en terme de fréquence et à être plus sévères. Sous tous les scénarios d'atténuation, les trois pays du Nord-africain (Algérie, Maroc et Tunisie) vont être reconnues comme les points chaud mondiaux pour la sécheresse d'ici la fin du 21^{ème} siècle (Orlowsky & Seneviratne, 2013; Sillmann et al., 2013; Waha et al., 2017; Merabti et al., 2018; Achour et al., 2020; Hallouz et al., 2020).

L'augmentation des GES d'origine anthropique contribue à l'intensification des événements de fortes précipitations observées sur l'hémisphère nord (Min et al., 2011). Ces événements ont connu une hausse importante de leurs fréquences et intensités dès les années 1950 dans la plupart des régions (Alexander et al., 2006; Zolina et al., 2009; IPCC, 2007; Trenberth et al., 2007; Philandras et al., 2011; Villarini et al., 2013; Porto de Carvalho et al., 2014; Fischer & Knutti, 2015; Zhang & Zhou, 2019; Song et al., 2019), ce qui entraînent une proportion importante dans l'apport total annuel en précipitation (Klein Tank et al., 2009). Cette augmentation peut se produire malgré les baisses prévues dans le cumul annuel des précipitations (Seneviratne et al., 2012). Une variation est observée dans les tendances des fortes précipitations, principalement sur les hautes latitudes et les régions tropicales, ainsi que durant l'hiver des latitudes moyennes nord (Seneviratne et al., 2012). La hausse des fortes pluies contribuera à créer plus d'inondations locales (Teegavarapu, 2013), où des piques de débits précoces peuvent être observés. Waha et al. (2017) projette qu'avec un réchauffement planétaire de 2°C, la région Méditerranéen notamment l'Algérie, le Maroc et l'Egypte vont courir le risque de recevoir des quantités moindres de pluie.

1.1.2. Impacts observés sur les extrêmes hydrologiques

La réponse des extrêmes hydrologiques face aux changements climatiques d'origine anthropique n'est pas clairement décelée comme pour les extrêmes de précipitation et de température. Cette situation vient du fait que les phénomènes hydrologiques extrêmes (crue,

inondation, sécheresse, étiage) sont des évènements complexes dépendant de divers paramètres et caractéristiques (météorologiques, géographiques, état de l'humidité du sol, composantes du cycle hydrologique, etc...). Les inondations sont les extrêmes hydrologiques les plus marquants en termes de pertes humaines et économiques. Quelque soit le type des inondations encourues (crues fluviales, crues éclairées, crues pluviales, crues côtières) les conditions climatiques sont souvent incriminés d'être la cause de tel aléa. Ceci révèle que tout changement dans les extrêmes climatiques engendre aussi un changement dans les extrêmes hydrologiques. Le moment de l'épisode pluvieux, son intensité, sa quantité, et sa durée sont les caractéristiques dominantes affectant les inondations (Seneviratne et al., 2012). L'intérêt scientifique, de l'étude de l'impact des changements climatiques sur les inondations reste toujours timide jusqu'au début de ce siècle. Vu l'ampleur croissante qu'a pris ce type d'aléa (plus de 223 000 morts et 1031 milliards de pertes économiques entre 1980 et 2018), et avec la disponibilité et l'accès aux données nécessaires, ainsi que l'avancement scientifique dans les méthodes et les techniques déployées, ont permis d'accélérer les études menées.

A travers les études menées, il n'y a pas un consensus mondiale sur l'ampleur des fréquences et intensités des changements observés (Fowler et al., 2007; Trenberth et al., 2007; Kundzewicz et al., 2007; Bates et al., 2008; Cunderlik & Ouarda, 2009; Huber & Gullede, 2011; Romanowicz et al., 2016; Hadour et al., 2020). Les régions où le type de précipitation est influencé par le changement de température dans les hautes latitudes nord pourraient probablement avoir un changement dans la fréquence et l'amplitude des inondations (Seneviratne et al., 2012). L'analyse de tendance des ruissellements en Suède entre 1807 à 2002 rapporte la difficulté de déclarer la hausse dans les niveaux des inondations (Lindström & Bergström, 2004). Sur le continent Européen, un nombre élevé d'études sur le changement et la tendance des inondations montre l'absence des preuves convaincantes sur l'impact des CC sur l'intensité et l'amplitude des inondations (Petrow & Merz, 2009; Allamano et al., 2009; Renard et al., 2008; Hannaford and Marsh, 2008). Des analyses disponibles en Asie, mais limitées, notent une hausse dans les inondations extrêmes durant la deuxième moitié du dernier siècle (Jiang et al., 2008; Delgado et al., 2009; Li et al., 2016; Chen et al., 2019). Des tendances à la baisse dans les écoulements ont été remarquées en Iran par Torabi Haghighi et al (2020). En Afrique, aucune preuve ne laisse croire que la hausse dans les évènements d'inondations extrêmes est observée (Di Baldassarre et al., 2010; Roy et al., 2018). Nguimalet (2017) décèle une tendance à la baisse des débits max et min journalier de l'Oubangui au Congo. Des résultats similaires sont observés par Hirpa et al. (2019) en

Ethiopie. Les changements observés sont plutôt sur la date précoce de débit de pointe printanier pour les cours d'eau alimenté par la fonte des neiges, expliqué par l'éventuel réchauffement (Hidalgo et al., 2009). Les crues observées en automne 2000 au Royaume-Uni, démontre l'impact très probable de CC anthropique ayant augmenté le risque des crues générées par les fortes précipitations (Pall et al., 2011). D'autres observations argumentent que l'occurrence de risque des inondations est d'autant plus élevée avec de fortes précipitations plus fréquentes (Kundzewicz et al., 2007; Bates et al., 2008; Vaghefi et al., 2019). D'autres études sous le climat méditerranéen notent que les crues et les inondations seront plus fréquentes durant l'hiver sous l'effet du CC anthropique (Fonseca & Santos, 2019). Benito et al. (2020) indique que les petits bassins versants de la région méditerranéenne sont plus sensibles aux changements de fréquence et d'amplitude des inondations sous l'effet de CC par rapport aux grands bassins versants (1500 km²). D'autre part, les inondations sont également tributaires des conditions du bassin versant (densité de drainage, pente du terrain, type de sol, état de l'humidité du sol), le niveau d'eau dans les cours d'eau, le type et le taux de couvert végétale, le taux et le type d'urbanisation, l'existence de digues, barrages et/ou réservoirs (Bates et al., 2008). De telles données tiennent leur part dans la genèse et la propagation des inondations, qui méritent d'être traité avec prudence lors de l'étude des inondations et dans les plans d'aménagement.

Comme les débits hauts et les débits de pointes sont des éléments caractéristiques des crues et inondations, les débits minimaux sont utilisés pour se référer aux étiages et à la sécheresse hydrologique. Cette dernière est un phénomène complexe qui se manifeste lentement et affecte plusieurs secteurs (social, économique, agricole, sanitaire). La sècheresse hydrologique se produit lorsqu'un manque d'approvisionnement en eau devient évident dans les cours d'eau, et dans les nappes souterraines et les réservoirs. Cette situation est observée après une longue période de sécheresse météorologique. En effet, toutes les conditions météorologiques qui affectent l'installation de la sécheresse météorologique et leur persistance, conduit à l'apparition d'une sécheresse hydrologique. Une hausse de la sécheresse hydrologique sera attendue sous l'effet des changements qui affectent la sécheresse météorologique (Wong et al., 2011). Avec la propagation de l'absence ou la diminution de la précipitation à travers le cycle hydrologique, accompagné avec une forte évapotranspiration, qui entraîne une forte diminution en humidité du sol, et par conséquent, une diminution en écoulement des cours d'eau et l'épuisement des eaux souterraines (Tallaksen & van Lanen, 2004). Avec l'augmentation de la température et la diminution des précipitations qu'induisent

les CC, il est révélé que les impacts de la sécheresse météorologique s'amplifient plus lors d'une sécheresse hydrologique (Wang et al., 2011). Plusieurs études ont confirmé que les influences humaines sont l'origine de la hausse future de la sécheresse hydrologique principalement en Asie, au Moyen Orient et en Méditerranée (Bierkens et al., 2012; Meddi & Boucefiane, 2013; IPCC, 2014 ; Falzoi et al., 2019; Javadinejad et al., 2019; Bouabdelli et al., 2020). Le stockage d'eau est tributaire du taux d'humidité du sol, les eaux souterraines et les eaux de surface, d'où chaque type a des réponses spécifiques au forçage de la sécheresse (Grésillon et al., 2008; Fleig et al., 2011). Ainsi la persistance de la sécheresse est évaluée et diffère selon le système qu'elle affecte (Seneviratne et al., 2012). Une tendance négative significative dans le régime de faible débit sur de grandes parties du monde (Amérique du Sud, Sud d'Afrique, Australie et la Méditerranée) au 21^e siècle (Wanders et al., 2015). Zhou et al. (2019) confirment que l'effet combiné des CC avec le changement de la structure d'utilisation des terres affecte les caractéristiques du cycle hydrologique et entraîne une hausse très probable dans la sécheresse hydrologique. Tandis que la propagation de la sécheresse météorologique en sécheresse hydrologique est plus accentuée pendant le printemps et l'été. En plus des autres impacts graves, des événements de sécheresses (météorologique et hydrologique) causent l'augmentation de risque de feux de forêts, ainsi que les vents de sables et de poussières (Balasubramanian, 2018). Sur un inventaire de 250 ans (1766-2015) des événements de sécheresse météorologique, hydrologique et agricole sur le continent européen, indique une occurrence accrue des sécheresses et une diminution de l'étendue spatiale de la sécheresse hydrologique durant les trois dernières décennies (Moravec et al., 2019).

1.2. Méthodes et outils d'étude des extrêmes climatiques

L'identification, la caractérisation et l'analyse de la variabilité des extrêmes climatiques font actuellement l'objet de nombreuses études dans différentes régions du monde. Cet intérêt est d'autant plus croissant avec les impacts graves et dangereux des CC déjà vécus et/ou probables selon les projections faites sous les différents scénarios de simulation des conditions climatiques futures. En effet, la communauté scientifique internationale a fait preuve dans l'identification du type, de la cause, et de l'évolution de cette variabilité. Ceci est garanti par l'emploi et la recherche des techniques et méthodes d'autant plus vigoureuses. Aussi, le développement des modèles de simulation pour la prévision des projections futures est notamment appliqué.

1.2.1. Définition et description des extrêmes climatiques

Frich et al. (2002) propose une liste des indices afin de surveiller le climat dans le contexte du réchauffement climatique actuel. Ces indices, actuellement connus par les indices de l'ETCCDI (Expert Team on Climate Change Detection and Indices), ont pris une large application sur différentes régions du monde (p. ex : Aguilar et al., 2005; Klein Tank et al., 2009; Zhang et al., 2011; Sensoy et al., 2013; Donat et al., 2013; Luminda et al., 2014; Singh & Goyal, 2016; Soltani et al., 2016; Abatan et al., 2017; Abiodun et al., 2017; Li et al., 2018; Ait Ouhamchich et al., 2018; Tong et al., 2018; Hallouz et al., 2019; Adeyeri et al., 2019; Abbasnia & Toros, 2019; Avila-Diaz et al., 2020). Ce type d'analyse repose sur des données journalières de température et de précipitation. Alexander et al. (2006) confirme qu'avec une couverture de 70% du globe en données journalières, il est possible d'obtenir des résultats robustes. Cependant, l'accès et la disponibilité des données de nombreux extrêmes restent rares et problématique, principalement sur des échelles de temps plus fines (voire journalières et instantanées). Ceci réduit la capacité à établir les changements sur les événements extrêmes à l'échelle mondiale et même pour des régions bien spécifiques (Seneviratne et al., 2012). Cette situation peut se résoudre avec des solutions prometteuses comme la modélisation à partir des données observées maillées à la résolution des modèles climatiques. Ceci ouvre la possibilité à accéder à des données climatiques extraites des grilles à différentes mailles de résolution (Caesar et al., 2006; Rajeevan et al., 2008; Philandras et al., 2011; Fontaine et al., 2011; Chaney et al., 2014; Singh & Xiaoshenget, 2019; Avila-Diaz et al., 2020) et qui peut combler le manque en données observées, ou balayer des régions dépourvues de réseau d'observations. Haylock et al (2008) a développé l'ensemble des données climatiques journalières maillées (E-OBS) pour l'Europe.

En effet, l'étude des événements extrêmes climatiques a permis de développer des méthodes et des outils destinés à l'évaluation de la nature changeante des risques climatiques extrêmes de façon rapide, objective, quantitative et efficace. Cependant, ces efforts restent à l'échelle locale seulement (Otto et al., 2017; Philip et al., 2017). Par contre, l'effort est clairement déployé pour définir et caractériser les valeurs des extrêmes climatiques. Différentes approches ont été adoptées pour définir les fortes précipitations, généralement deux seuils sont utilisés : seuils relatifs tels que les percentiles (le 95^{ème} percentile ou le 99^{ème} percentile) ; et les seuils absolus (50,8 mm/jour en USA, et 100 mm/jour en Chine) (Seneviratne et al., 2012). La nature complexe des événements de sécheresse sollicite l'implication de plusieurs indices pour identifier, caractériser et étudier son évolution.

Certains indices sont basés sur les données de précipitation à savoir l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI) (McKee et al., 1993; Lloyd-Hughes & Saunders, 2002) et l'indice des jours consécutifs secs (CDD) (Alexander et al., 2006). D'autres indices font intervenir la précipitation et l'évapotranspiration comme l'indice de gravité de la sécheresse de Palmer (PDSI) (Palmer, 1965), aussi l'anomalie d'évaporation potentielle des précipitations (PPEA) utilisé par Burke & Brown (2008). Simuler les anomalies l'humidité du sol (SMA : soil moisture anomalies) peut être aussi considéré pour évaluer la sécheresse édaphique (Burke & Brown, 2008; Dai, 2011; Orlowsky & Seneviratne, 2011). Les événements de sécheresse sont étudiés par rapport à leur durée, intensité et fréquence, aussi impliquées dans la gestion des sécheresses (Wang et al., 2011). Dai (2010) donne une comparaison entre les différents indices fréquemment utilisés pour caractériser la sécheresse (météorologique, agricole, hydrologique) sous l'effet du réchauffement actuel ainsi que l'étendue spatiale de leur application.

1.2.2. Détection de la variabilité des événements extrêmes

Les indices d'ETCCDI réfèrent à des événements climatiques modérés qui se produisent une ou plusieurs fois par année. Les séries des valeurs obtenues sur une période chronologique donnée font l'objet d'une analyse de détection de la variabilité et/ou du changement qui peuvent affecter ces événements extrêmes. Cette analyse fait appel à un certain nombre de tests paramétriques et d'autres non paramétriques. Les tests de détection de rupture ont connu une large application dans plusieurs études à travers le monde, dans le but de déceler le changement qui affecte la stationnarité des séries chronologiques des variables climatiques. D'après Lubes et al. (1994), un «point de rupture» est défini comme un changement de la loi de probabilité d'une série chronologique à un moment donné le plus souvent inconnu. Une telle rupture marque un point de changement de régime pluviométrique ou hydrologique (p.ex. : Meddi & Hubert, 2003). Les tests de détection de ruptures (test de Pettitt, test de Buishand) sont utilisés pour détecter le point (date) de changement sur les séries chronologiques (Chaney et al., 2014; Ghenim & Megnounif, 2016; Jana et al., 2016; Tossou et al., 2017; Palaniswami & Muthiah, 2018; Berhail, 2019; Bougara et al., 2020), ainsi par la méthode bayésienne (Khaliq et al., 2007). Cependant, le test non paramétrique le plus utilisé dans le monde pour la détection des tendances dans les séries des variables naturelles (précipitation, température, écoulement, débit de point) est le test Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975). Une large application repose sur le fait que ce test n'exige aucune forme particulière des données, de sa robustesse vis-à-vis ses concurrents en tests

paramétriques, ainsi qu'il est fortement recommandé par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) (Nalley et al. 2013; Da Silva et al., 2015). Le test Mann-Kendall enregistre une utilisation très courante dans la détection de tendance sur les extrêmes de température et de précipitation (Tramblay et al., 2012; Westra et al., 2013; Porto de Carvalho et al., 2014; Jana et al., 2016; Sharma et al., 2016; Wu & Qian, 2016; Pal et al., 2017; Palaniswami & Muthiah, 2018; Singh & Xiaoshenget, 2019; Hallouz et al., 2019; Song et al., 2019; Bougara et al., 2020). Le signe et l'estimation de la valeur de la tendance sont définis par le calcul du coefficient S (Sen's Slope Estimator) (Sen, 1968). Cette estimation est faite sur un seuil de confiance de l'ordre de 5% ou 10%.

Afin d'évaluer l'intensité et la fréquence des événements climatiques rares, les tests paramétriques que définies les distributions statistiques ont été sollicités, particulièrement pour extrapoler ces événements plus rares avec une période de retour excédant la durée de la série d'observation. En effet, différentes distributions statistiques peuvent être utilisées pour modéliser les extrêmes climatiques et hydrologiques. Des travaux scientifiques fournissent une investigation approfondie sur les distributions de probabilité ainsi que les méthodes d'estimation de leurs paramètres (WMO, 1989; Rao & Hamed, 2000; Singh & Zhang, 2017). La loi des extrêmes généralisés (Generalized Extreme Value – GEV) est une des distributions les plus utilisées dans la modélisation des événements extrêmes (Katz et al., 2002; Fowler & Kilsby, 2003; Klein Tank et al., 2009; Chu et al., 2009; Tramblay et al., 2012; Sadiq & Qureshi, 2014; Najafi & Moazami, 2016; Huang et al., 2016; Wang et al., 2019; Ben Alaya et al., 2020).

Cependant, la stationnarité est une hypothèse fondamentale pour lancer l'analyse de fréquence (Khaliq et al., 2006). Le concept de stationnarité est un concept mathématique adopté afin de faciliter l'élaboration des modèles théoriques et pratiques pour étudier les processus stochastiques (Hipel & McLeod, 1994). La série chronologique est dite stationnaire lorsque sa moyenne et sa variance sont constantes dans le temps. Pour que le modèle soit adéquat pour les prévisions futures, la série chronologique devrait être stationnaire. En effet, ce caractère n'est pas toujours répondu sur toutes les séries des événements naturels étudiés. Différentes causes peuvent rendre la série non-stationnaire à savoir : le changement de la localisation de la station d'observation (altitude), effet des obstacles (cas des stations en milieu urbain), présence des valeurs aberrantes (dues aux instruments de mesure, ou des fautes par le lecteur...), changement de régime de la variable traitée (régime des précipitations, de l'écoulement...). Ce dernier est induit majoritairement par l'effet de réchauffement planétaire

actuel. L'évidence de la non-stationnarité associée au réchauffement climatique peut être tirée à partir des études d'observation (Charpentier, 2011; Westra et al., 2013; Trambly et al., 2013; Wi et al., 2015; Cheng & AghaKouchak, 2015; Ouarda & Charron, 2019; Ouarda et al., 2019).

1.3. Méthodes et techniques d'étude des extrêmes hydrologiques

Le cycle hydrologique est modifié par les CC (Held & Soden, 2006) conduisant ainsi à des phénomènes hydrologiques plus fréquents et plus intenses. La hausse dans les événements hydrologiques extrêmes sous l'effet du réchauffement climatique, ainsi que la gravité de leurs incidences (sur la vie, les biens humains, les écosystèmes naturels) nécessitent d'avoir des moyens et techniques plus robustes et plus performantes dans l'étude et l'analyse de la variabilité de ces événements. Ceci permet d'avoir une bonne estimation des risques futurs voire l'élaboration des stratégies d'alerte et/ou de gestion des risques et ressources locales et régionales. Afin de répondre à ces inquiétudes, le monde scientifique recense un nombre croissant en études et efforts à différentes échelles du temps, d'espace et même de disciplines.

1.3.1. Définition et description des extrêmes hydrologiques

Dans le cycle hydrologique, deux types d'extrêmes se manifestent à savoir : extrême haut (crue) ; extrême bas (sécheresse). Ces deux types sont la réponse hydrologique des conditions météo-climatiques qui règnent sur le bassin versant. La description et la désignation de chaque extrême sont essentielles dans toute étude hydrologique. Cependant, chaque événement est décrit par un certain nombre de caractéristiques qui sont utilisées dans l'analyse et la modélisation de ces événements extrêmes. Par exemple, le débit de pointe (Q_p), la durée (D) et le volume (V) sont les caractéristiques traditionnellement utilisées pour décrire les crues. Ses variables (Q_p , D , V) sont définies à partir de l'hydrogramme de la crue (Karmakar & Simonovic, 2007; Ben Aissia, 2009). Par ailleurs, la sécheresse hydrologique se sert de sa durée (D), sa sévérité (S) et son ampleur (A) pour être caractérisée. Cependant, le degré de sa sévérité est déterminé à partir d'un seuil que détermine l'utilisateur. Ce seuil correspond à une valeur de débit selon laquelle la sécheresse hydrologique est dite installée. Le choix du seuil est tributaire de plusieurs paramètres à savoir : le type de données impliquées, la méthode et l'objectif de l'étude, et principalement du régime d'écoulement, ainsi que les caractéristiques du bassin versant. Différentes approches sont utilisées dans la définition de ce seuil, par exemple la méthode de l'indice de débit de base (Base Flow Index) sert pour séparer le débit de base et le débit de crue (Yang et al., 2019). En effet, pour

caractériser la sécheresse hydrologique des indices ont été appliqués dans d'autres études (Heim, 2002; Vidal et al., 2010; Dai, 2011; Achour et al., 2020; Bouabdelli et al., 2020). En effet, la prévision de la sécheresse hydrologique est très utile dans la gestion de risque de sécheresse (Sutanto et al., 2020) qui sera plus fréquent et plus sévère sous l'effet de réchauffement climatique (Prudhomme et al., 2013; Wanders et al., 2015). Ceci montre que la prévision de la sécheresse hydrologique sera de plus haute importance.

1.3.2. Analyse de la variabilité et des risques des évènements extrêmes hydrologiques

La variabilité dans les évènements hydrologiques extrêmes fait appel à la même approche adoptée dans l'analyse de la variabilité des extrêmes climatiques. Des travaux ont montré l'importance de la détection des dates de ruptures dans le contexte du CC (Hallouz et al., 2013; Alaya et al., 2020). Le test Mann-Kendall est utilisé pour identifier les tendances dans les séries d'extrêmes hydrologiques (Lindström & Bergström, 2004; Petrow & Merz, 2009; Delgado et al., 2009; Cunderlik & Ouarda, 2009; Da Silva et al., 2015). Des études récentes identifient la présence du caractère de non stationnarité dans les séries hydrologiques extrêmes. Ceci fait référence à l'impact des CC sur le changement du régime hydrologique des cours d'eau (Gilroy & McCuen, 2012; Ouarda & Charron, 2019; Lee et al., 2019).

L'estimation de risque associé aux évènements extrêmes hydrologiques fait appel à l'analyse fréquentielle, afin de déterminer la valeur et la fréquence des évènements les plus rares voire les plus dévastateurs. Ce type d'analyse a fait ses preuves dans plusieurs régions du monde, principalement pour résoudre les problèmes de dimensionnement des structures hydraulique dans la lutte ou la prévention contre ces extrêmes. Traditionnellement, les données utilisées dans l'analyse fréquentielle (p. ex.: Rao & Hamed, 2000; Stedinger, 2017) sont extraites par deux méthodes, à savoir la méthode des maximums annuels (Annual Maximum - AM) ou la méthode des pics supérieurs au seuil (Peak Over Threshold - POT). La méthode AM consiste à sélectionner un seul évènement par an qui caractérise la valeur maximale. Pour la méthode POT, elle considère tous les évènements sur toute la période d'observation qui dépassent un seuil fixé par l'utilisateur (Lang et al., 1999). Petrow & Merz (2009) donne un récapitulatif des études qui investiguent ses deux méthodes dans l'analyse des tendances des crues. Une comparaison entre ces deux méthodes est discutée par Zhanling et al. (2016).

Cependant, l'analyse des extrêmes hydrologiques est souvent confrontée au problème de manque ou l'absence des données par rapport aux données climatiques. La couverture spatiale des stations hydrométriques ainsi que la longueur des chronologies des bases de données à

l'échelle mondiale est très limitée (Rodier & Roche, 1984) voire rares comme le cas de l'Algérie (Meddi et al., 2017). Ceci peut être surmonté dans certains cas par l'utilisation des documents anciens et les rapports d'archives (Brázdil et al., 2005; Benito et al., 2020), par les indicateurs géologiques des paléo-inondations (Kochel & Baker, 1982; Chiverrell et al., 2019; Benito et al., 2020). Avec l'avancement des techniques et méthodes en matière de l'analyse fréquentielle, qui sont prometteuses dans la reconstitution des données historiques sur les valeurs extrêmes.

Avec la nature complexe des événements hydrologiques extrêmes, l'analyse fréquentielle univariée fait preuve de ses limites et d'inconvénients qui mènent à considérer l'analyse fréquentielle multivariée. Les crues et les sécheresses sont décrites comme des phénomènes stochastiques multivariés. Leur analyse est abordée par plusieurs études en évoquant des méthodes plus robustes et performantes à savoir la copule. Cette dernière est utilisée pour joindre deux distributions à la fois identiques ou non pour définir une structure de dépendance entre les variables qui décrivent le phénomène étudié. Cette approche (copule) est largement appliquée dans l'étude des crues (Grimaldi & Serinaldi, 2006; Chebana & Ouarda, 2007; Jiang et al., 2019) et l'étude de la sécheresse hydrologique (Hamdi et al., 2016; Bouabdelli et al., 2020).

1.4. Impact futur et téléconnexion avec les grandes oscillations atmosphériques

La simulation des projections futures de l'impact des CC sur les extrêmes hydro-climatiques se fait à la base d'un modèle climatique et/ou hydrologique. Cette simulation permet d'avoir une estimation probable (selon la robustesse du modèle et la qualité des données entrées) sur les changements futurs des événements climatiques et hydrologiques extrêmes. Le modèle de circulation générale est le modèle le plus couramment utilisé. Différents modèles climatiques issues de ce modèle ont été appliqués pour fournir des projections sur les conditions des extrêmes climatiques sur différentes régions du globe (Whan & Zwiers, 2016; Alexander & Arblaster, 2017; Aeronson et al., 2018; Betts et al., 2018; Ben Alaya et al., 2019; Adeyeri et al., 2019; Wang et al., 2020). Plusieurs scénarios hydro-climatiques ont été analysés par plusieurs auteurs sur les extrêmes hydrologiques (Wanders et al., 2015; Romanowicz et al., 2016; Karlsson et al., 2016; Javadinejad et al., 2019; Bouabdelli et al., 2020).

En revanche, les extrêmes météorologiques et climatiques (température extrême, sécheresse, vagues de chaleur, très fortes précipitations) sont décrit par leurs fréquences, intensités et

durées. Ces caractéristiques sont souvent en fonction de mode de la variabilité à grande échelle. Cependant, ces événements extrêmes impactent les écosystèmes à différentes échelles spatiales et temporelles. Afin d'analyser l'ampleur et l'origine de cette variabilité, des indices d'oscillations atmosphériques ont été appliqués. Ceci permet de déceler leurs impacts sur le changement et la variabilité des phénomènes extrêmes climatiques. Les indices climatiques d'oscillation sont mis à disposition avec une résolution mensuelle de 1950 jusqu'à présent par l'administration nationale des océans et de l'atmosphère (National Oceanic and Atmospheric Administration - NOAA) accéder par le lien : <https://psl.noaa.gov/data/climateindices/>. La téléconnexion entre ces oscillations est analysée par le calcul de leur corrélation avec les événements extrêmes climatiques (p. ex : Mariotti et al., 2002; Alpert et al., 2006; Folland et al., 2009; Mariotti & Dell'Aquila, 2011; Donat et al., 2013; Rizou et al., 2015; Abatan et al., 2017; Tosunoglu et al., 2018; Barcikowska et al., 2019; Singh & Xiaoshenget, 2019; Hallouz et al., 2020). Ces indices d'oscillation restent une meilleure option pour évaluer et comprendre la variabilité hydrologique (Trigo, 2011; McGregor, 2017; Loaiza et al., 2020; De Luca et al., 2020).

1.5. Conclusion

Les observations et les impacts du CC sur les extrêmes climatiques et hydrologiques illustrés dans ce chapitre, pèsent sur la nécessité d'analyser et d'étudier les changements qui affectent ces événements extrêmes. Pour mettre en exergue cette problématique, la présente thèse traitera ces phénomènes au niveau du bassin de l'Algérois, dont le but est d'envisager les stratégies et les techniques à déployer pour atténuer et faire face à l'ensemble des problèmes et crises dans le futur. Le choix de ce bassin hydrographique dépend de l'importance socio-économique de cette région, d'autre part, ce bassin est déjà exposé à ce type d'événements extrêmes avec une magnitude inquiétante et des occurrences de plus en plus fréquentes. Certaines méthodes et techniques seront sollicitées dans cette étude en fonction de la disponibilité et la qualité des données à bords permettant d'atteindre l'objectif visé.

CHAPITRE II
MILIEU PHYSIQUE ET DONNEES
IMPLIQUEES

Chapitre II

Milieu physique et données impliquées

Ce chapitre vise à présenter les caractéristiques physico-géographiques de la zone d'étude ainsi que la base de données utilisée lors des travaux présentés par la suite. L'Algérie du Nord a été choisie comme l'aire d'application des approches et méthodes évoquées dans cette thèse. En effet, l'importance socio-économique, la diversité des risques climato-hydrologiques auxquelles cette région est exposée ainsi que la disponibilité des données, renferment les critères basés pour son choix. Cependant, une présentation des caractéristiques climatiques, hydrologiques ainsi que les paramètres qui affectent la variabilité des extrêmes climatiques et/ou hydrologiques dans l'Algérie du Nord, demeure essentielle dans cette thèse.

2.1. Présentation de la région d'étude

2.1.1. Contexte géographique

La région d'étude déterminée par l'Algérie du Nord est bordée par la mer méditerranéenne au Nord, la chaîne de l'Atlas Saharien au Sud, la Tunisie à l'Est et le Maroc à l'Ouest. Cette région couvre une superficie de 227 740 km², elle s'étend entre les latitudes 33° et 37° Nord et entre les longitudes 8° Est et 2° Ouest. Son étendue géographique lui confère une variabilité topographique et climatique influençant la diversité du couvert végétal ainsi que le régime hydrologique. En effet, une diversité de relief caractérise cette région à travers les chaînes montagneuses de l'Atlas Tellien, où culmine le sommet de Lella Khedidja à 2308 m dans les monts du Djurdjura. De l'extrême Est de pays s'étend des chaînes montagneuses côtières et les Hauts plateaux constantinois, aussi les montagnes de l'Atlas saharien vers le sud où le mont de Chalia culmine une altitude de 2329 m. Un climat humide à Sub-humide domine sur les régions côtières, tandis que un climat aride et semi-aride domine sur les régions de l'Atlas saharien. Dans le centre, l'Atlas Blidéen (Mitidjien) culmine une altitude de 1629 m à Kef Sidi Abdelkader, qui sépare les deux plaines de la Mitidja en versant Nord et la plaine de Beni Slimane en versant sud. Le relief décroît vers l'Ouest, en observant des monts dispersés sur le littoral : monts du Dahra (1071 m) et Zeccar (1579 m), ainsi que les plaines de Chélif, Habra et Sig. Vers le sud les montagnes d'Ouarsenis (1985 m) et les monts de Tessala (1061 m). Un climat semi-aride à aride domine sur l'ouest du pays principalement à Oued Sly et Relizane, à l'exception de la région de Tlemcen qui est caractérisée par un climat subhumide.

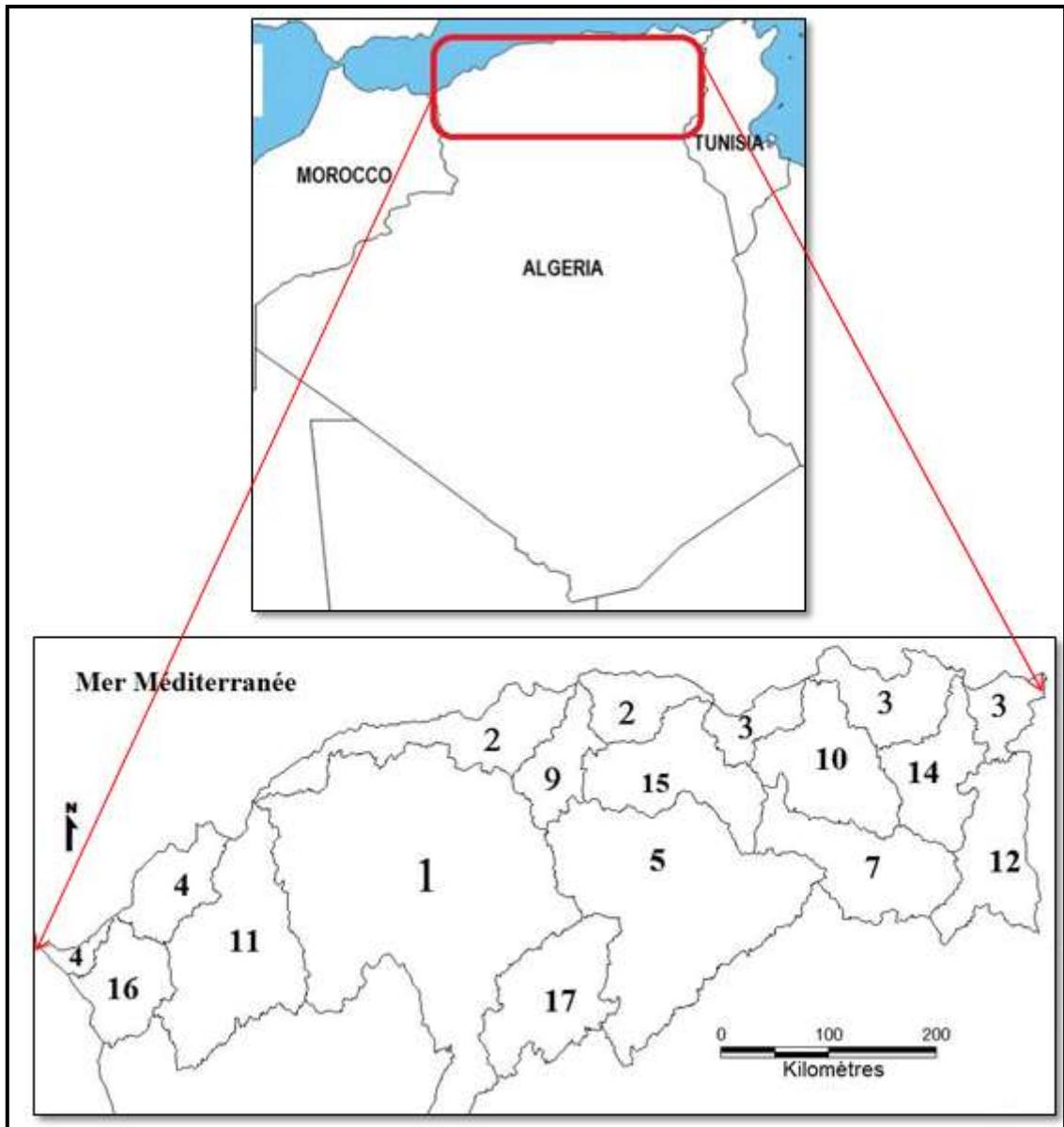


Figure 1. Situation géographique du bassin hydrographique de l'Algérois

2.1.2. Sol et géologie

L'Algérie du nord repose sur des formations géologiques très diversifiées (Figure 2). L'ensemble des terrains sont sédimentaires de types différents à savoir : Quaternaire, Pliocène marin et continentale, Miocène, Eocène, Crétacé, Précambrien et Jurassique. Cependant, quelques terrains éruptifs affleurent principalement sur les régions côtières de type de granites : Annaba, Skikda et l'est d'Alger et basaltes entre Cherchell et Tenès (Figure 2).

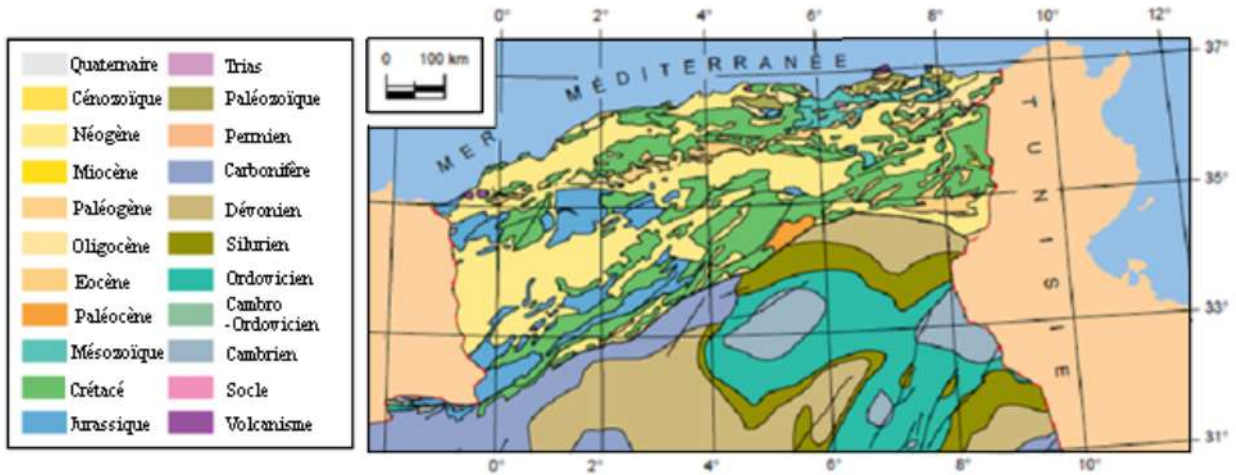


Figure 2. Extrait de la carte géologique de l'Algérie (d'après carte géologique internationale de l'Afrique (Feuille numéro 2), CGMW/UNESCO 1990 pour le Nord de l'Algérie et document SONATRACH, écorché au toit du Paléozoïque pour Plateforme Saharienne (Rezak, 2014).

Les régions littorales du bassin sont dominées par des sols fersiallitiques (sol rouges) typique de la région Méditerranéenne colorés par les oxydes de fer, très répandus en Algérie. Ainsi que les bruns calcaires qui fournissent les meilleures terres agricoles. Sur les régions telliennes humides les sols sont de types bruns calcaires (peu humifères), marnes calcaires (très sensible à l'érosion hydrique), sols fersiallitiques et sols bruns faiblement lessivés (affectés par la disparition du couvert végétale suite à des incendies ou défrichages) (Kadik, 1983). Des sols alluviaux se répandent sur les rives des cours d'eau ainsi que sur les plaines avoisinantes, ce qui leur assure une aptitude agricole vu leur qualité fertile et leur facilité à être cultivés. Aussi, les sols calcaires et décalcifiés humifères sont largement répandus en mélanges complexes dans toute la zone humide de l'Algérie du Nord (Durand, 1954). Cependant, des sols azonaux marquent leur présence en régions dispersé dans le nord algérien à savoir sols de marais, sols d'éboulis, sols alluviaux et sols salins. Ces derniers sont largement répandus dans les plaines de l'Ouest algérien et dans les Hautes plaines. Les sols des régions semi-arides sont des sols peu-évolués dû au manque de la pluviométrie. Ces sols sont fixés par les racines profondes de l'armoise blanche et l'alfa.

2.1.3. Couvert végétal

La végétation est la réponse de la formation lithologique et le type de sol, y compris le type et les caractéristiques du climat dominant. L'Algérie du Nord renferme une grande diversité des formations végétales naturelles qui est nettement différenciée de l'Est à l'Ouest du pays. En effet, l'Est du pays se caractérise par un couvert végétal dense où domine le chêne liège, le

chêne gallicole, le chêne afarès, l'orme, le frêne, le peuplier et l'aulne ainsi que des formations isolées de pin d'Alep sur la zone côtière de Skikda et Annaba. L'olivier et le lentisque domine sur les régions d'intérieure ainsi que les formations de jujubier dans le secteur des plateaux constantinois.

Vers la zone côtière de Béjaia dominant des formations de pin d'Alep et le genévrier rouge. Un couvert végétal dense formé par l'olivier, le lentisque, le chêne liège et le chêne vert, ainsi que quelques formations de chêne gallicole y sont présentes sur les régions d'intérieur. Le cèdre de l'Atlas domine sur les monts du Djurdjura les monts de Chréa (Figure 4). Au centre, les formations de pin d'Alep règnent sur les régions côtières. La plaine de la Mitidja, en plus des différentes spéculations agricoles pratiquées, compte aussi des formations forestières à feuilles caduques (orme, frêne, peuplier). Au sud de la plaine, la région est occupée par des formations d'olivier et de lentisque. Le cèdre de l'Atlas marque sa présence sur les monts de Chréa. Quelques formations isolées de chêne liège y sont présentes également.

Un couvert végétal nettement faible est observé dans le secteur de l'oranais marqué par des formations de thuya, jujubier sauvage et le pin d'Alep (Brakchi-Ouakour et al., 2015). Aussi, des formations isolées de chêne liège sont observées sur l'ouest de la région. Dans les steppes, l'alfa et l'armoise dominant les hauts plateaux Orano-algérois. Cependant, ces formations végétales sont souvent menacées par le risque des feux de forêts et des incendies répétitifs et fréquents qui détruisent et réduisent la surface du couvert végétal naturel. La figure 3 indique que les forêts sont la surface la plus ravagée par les incendies (DGF, 2018).

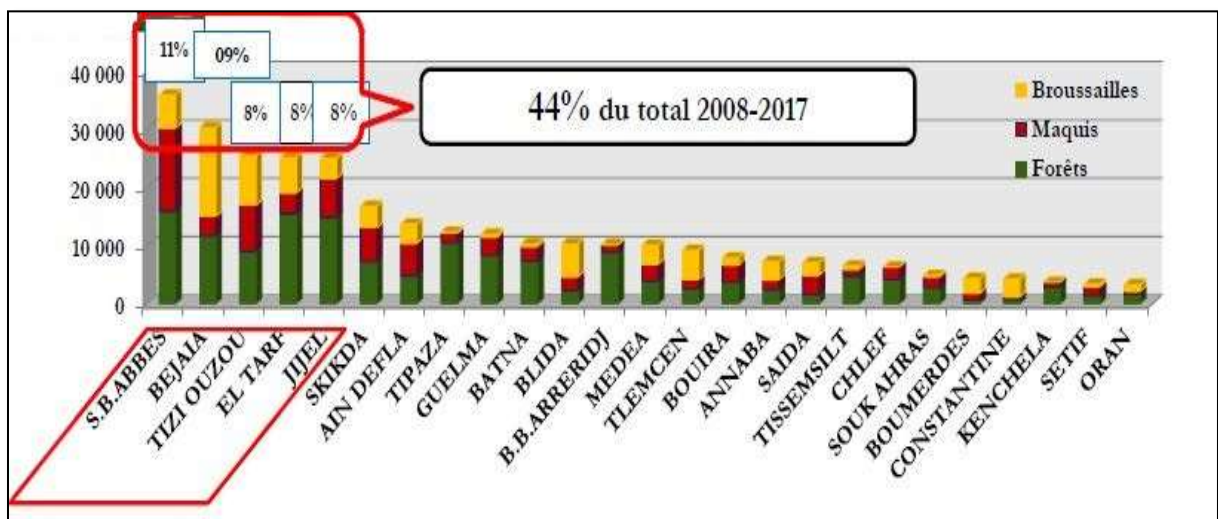


Figure 3. Bilan des feux de forêts en Algérie de 2008 à 2017(source : DGF, 2018)

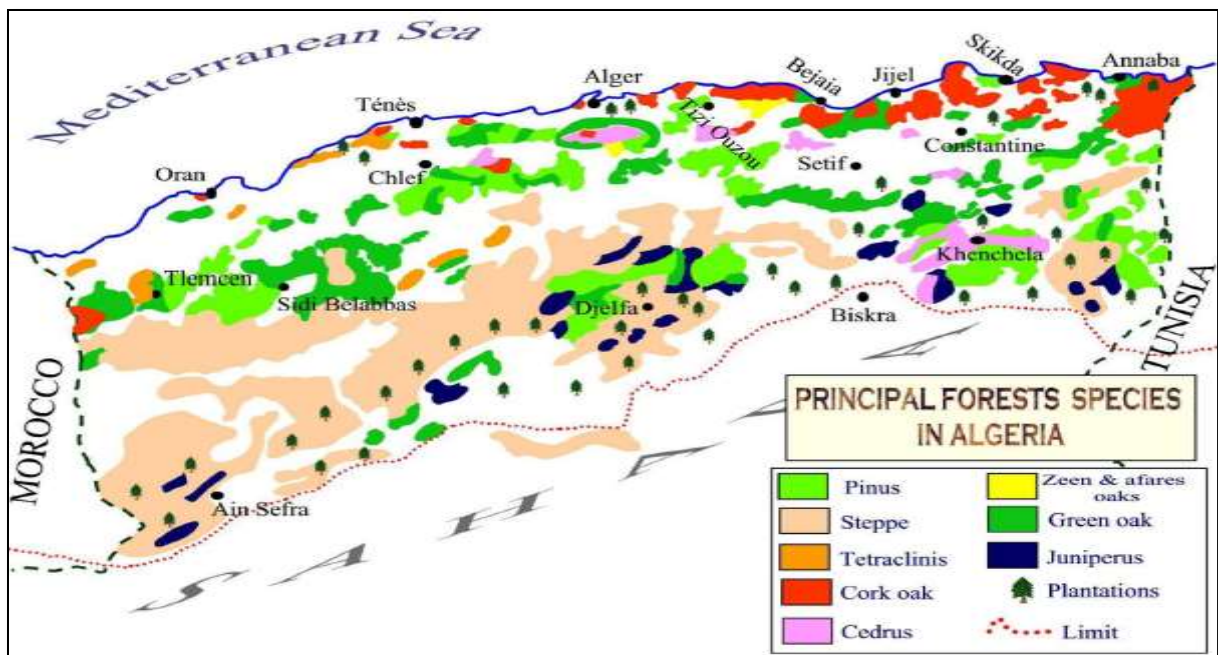


Figure 4. Principales espèces forestières en Algérie du Nord (DGF, 2018)

2.1.4. Climat

L'Algérie du Nord est caractérisée par un climat méditerranéen avec un hiver frais et pluvieux et un été chaud et sec. Deux étages bioclimatiques marquent cette région à savoir : humide et subhumide sur la bande littorale et l'Atlas tellien, semi-aride à aride sur les régions des Hauts plateaux et au nord de l'Atlas saharien. Le période pluvieuse s'observe durant la saison hivernale et/ou printanière avec un gradient de précipitation décroissant de l'Est vers l'Ouest (1000 à 400 mm) et du Nord vers le Sud (1000 à 150 mm). Une précipitation irrégulière dans le temps et l'espace règne sur toute la région avec un effet de relief relativement prononcé sur les hautes altitudes.

L'étage bioclimatique humide domine sur la région tellienne côtière où le cumul annuel de précipitation oscille entre 850 à 1100 mm (Figure 5). Les températures minimales varient entre -1 et 10°C en hiver et maximales entre 25 à 35°C en été. L'étage bioclimatique subhumide domine sur l'ensemble de la région tellienne où les précipitations enregistrent un cumul annuel entre 600 et 800 mm. Un été sec et chaud règne sur la région à l'exception de quelques averses au mois d'août. L'étage bioclimatique semi-aride s'observe sur les régions de l'ouest ainsi que des hauts plateaux, avec un total annuel de pluie oscille entre 250 à 450 mm.

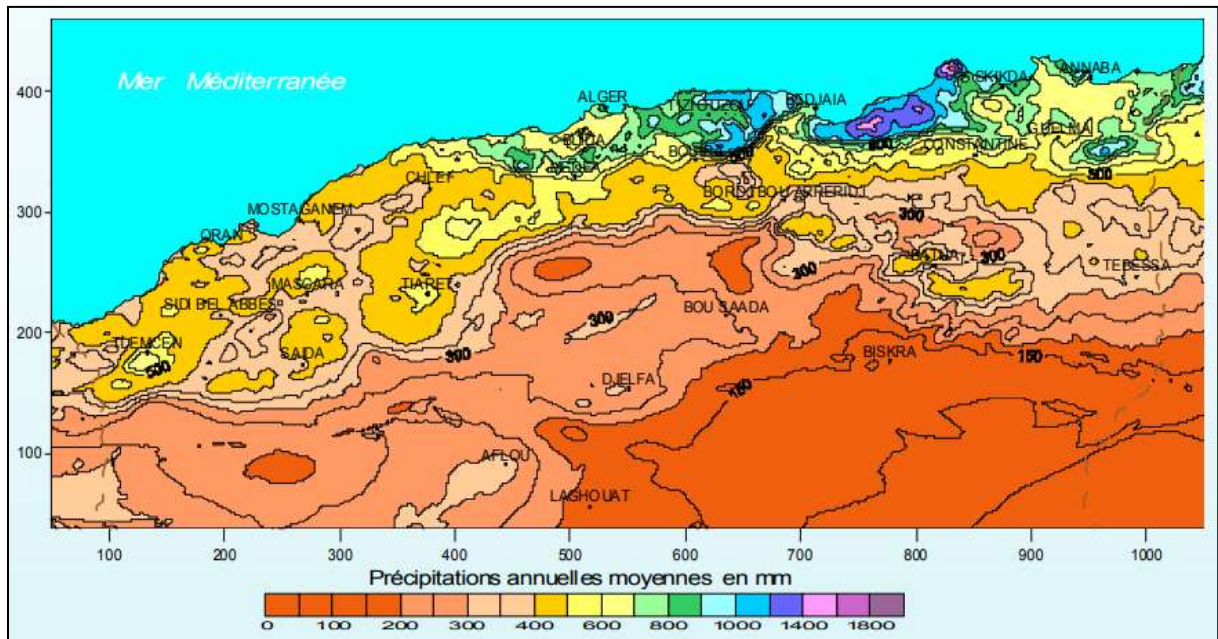


Figure 5. Précipitations annuelles moyennes en mm (Mebarki & Laborde, 2012)

En effet, l'influence du désert se fait sentir sur le nord de l'Algérie où le vent de sable venant du Sahara arrivent jusqu'aux régions côtières notamment durant le mois de mars. Aussi, le Sirocco (le vent sec et chaud) soufflant du sud affecte une hausse importante des températures et problème de l'échaudage pour les céréales.

Afin d'avoir un aperçu sur la variabilité climatique dans le nord algérien, trois stations météorologiques ont été présentées à savoir : Annaba (Est), Dar El Beida (centre) et Oran Ouest). Une variabilité décroissante de direction Est-Ouest est observée (Figure 6). Le caractère de la saison pluvieuse ainsi que la saison sèche est aussi décelé dans la Figure 6. En effet, le diagramme ombrothermique de Bagnouls et Gaussen (1953) (Carles et al., 1954) sert à identifier la durée et l'intensité de la saison sèche au sein de l'année. D'après la Figure 7, il apparait que la durée de la saison sèche varie entre 5 mois à Dar El Beida et 5 mois et demi à Oran, jusqu'à 6 mois à l'Est (Annaba). La longueur de la saison sèche affecte principalement la disponibilité des ressources en eau, la durée des séquences sèches ainsi que le calendrier d'irrigation dans ces régions.

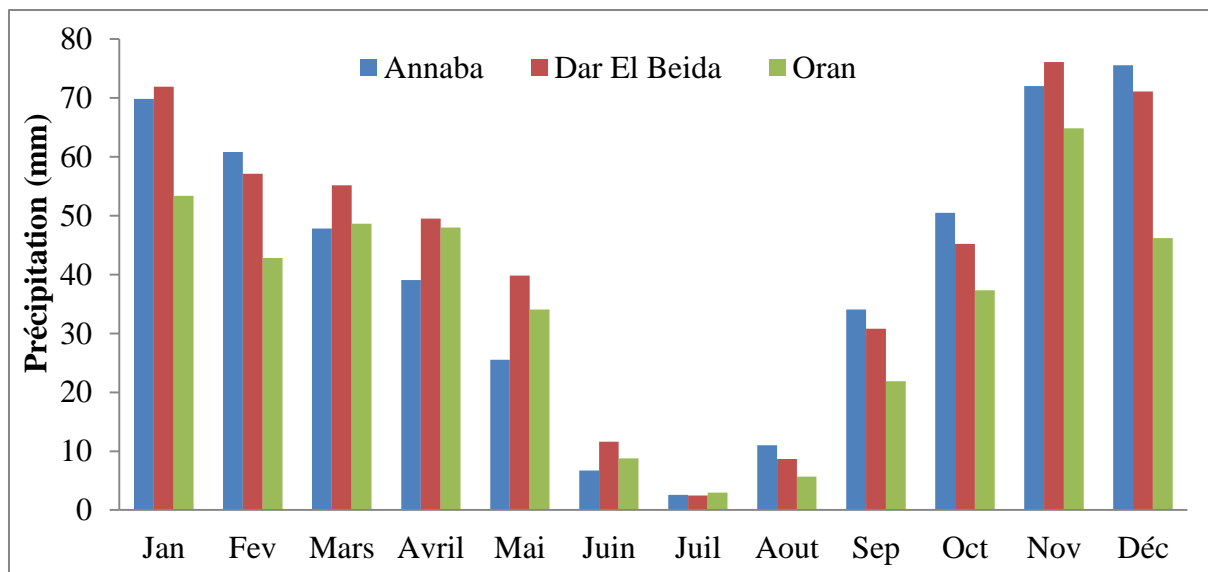


Figure 6. Précipitation mensuelle moyenne interannuelle (1981-2021).

En outre, l'indice d'aridité de De Martonne (1950) calculé pour ces trois stations permet d'identifier qu'un climat subhumide caractérise Dar El Beida (23,9), et un climat semi-aride à Annaba (15,9) et à Oran (13,2). La température moyenne annuelle est de 18°C, où la température maximale varie entre 43 à 46,5°C, avec une température minimale entre -3 à 0,2°C.

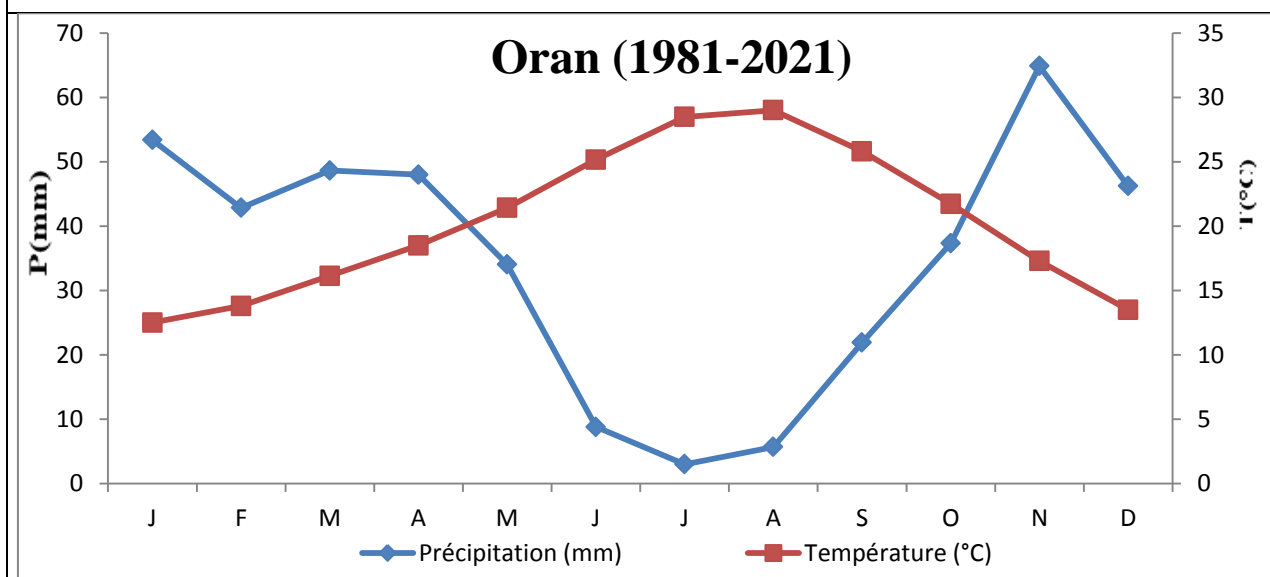
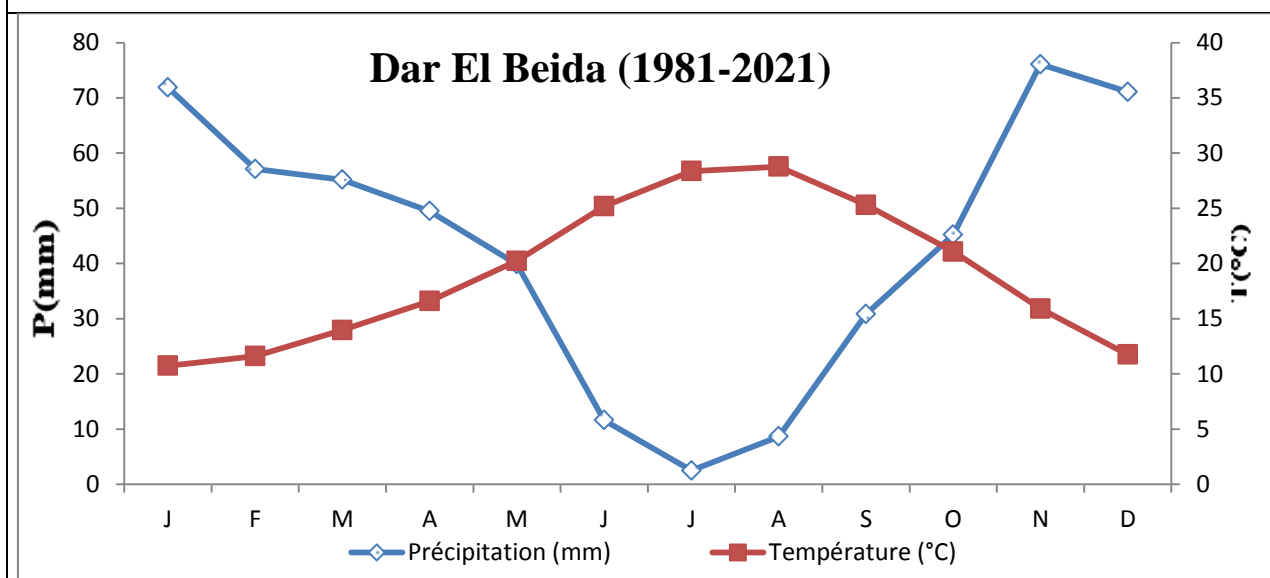
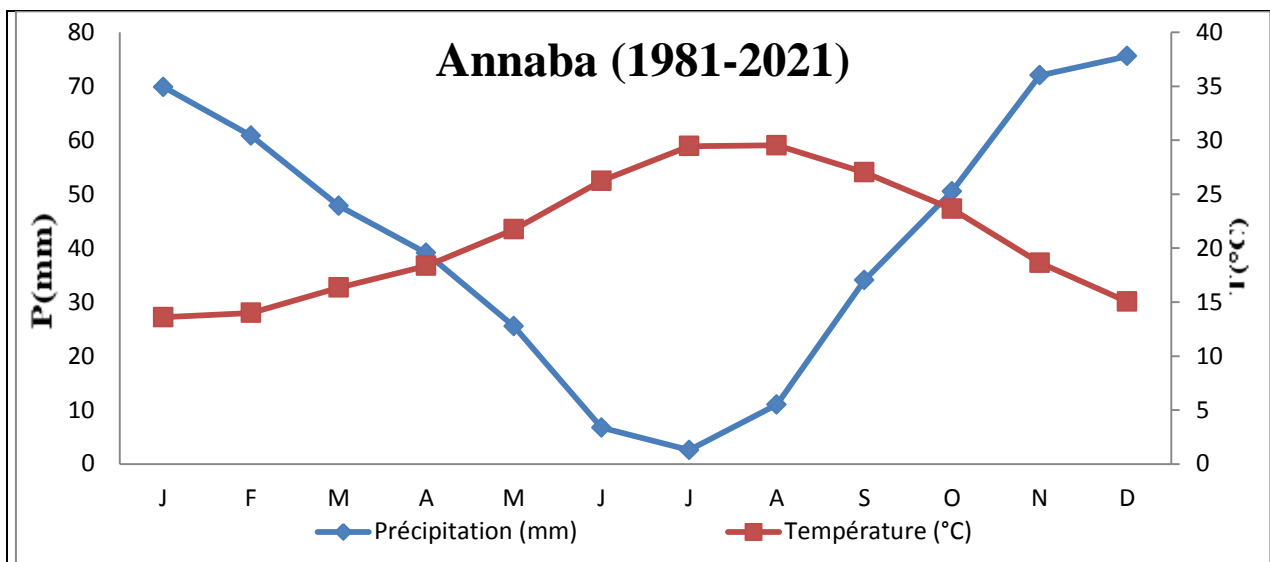


Figure 7. Diagramme ombrothermique de quelques stations dans le Nord algérien

2.1.5. Réseau hydrographique

Un chevelue hydrographique dense caractérise le nord de l'Algérie indiquant un nombre important des cours d'eau classés entre grand, moyen et petit. Ce classement est en fonction des apports annuels où (Touati, 2010):

- Ils dépassent 1000 Hm³ pour Chélif, le Kebir et Rhummel ;
- De 500 et 1000 Hm³ pour les oueds de Sébaou, Seybouse, Soummam, Kebir Est et Isser ;
- Entre 100 et 500 Hm³ pour les oueds de Djendjen, Tafna, Sidi Khelifa, Kebir Ouest, El Harrach, Mazafran, Agrioun, Macta, Guebli, Draas et Kissir.
- Entre 30 et 100 Hm³ pour les oueds de Damous, Safsaf, Oued El Arab, K'sob, Hamiz, Kramis, Messelmoun, Boudouaou, Assif Ntaïda, Oued El Hai, Oued El Abid, Ibharrissene, Sikkak, Allalah, Chemoura et El Hai.

Un écoulement irrégulier domine sur l'ensemble des cours d'eau dans cette région, ce qui explique leur dépendance aux apports des précipitations. En effet, deux groupes de bassins versants sont distingués à savoir :

- Les bassins tributaires de la Méditerranée : les côtiers Algérois, les côtiers Constantinois, les côtiers Oranais, la Tafna, la Macta, l'Isser, le Chélif, la Soummam, le Kebir Rhummel, le Seybouse et la Medjerda.
- Les bassins endoréiques : occupant les hautes plaines et drainant dans les chotts (Chott Chergui, Zahrez et Hodna) ainsi que les Hauts Plateaux Constantinois.

Dans cette étude, onze (11) stations hydrométriques sont analysées représentant 11 sous-bassins versants appartenant à sept grands bassins versants (Figure 8). Les caractéristiques géométriques et hydrométriques des bassins étudiés sont présentées dans le tableau 1 et illustrées dans les figures 9 et 10.

Bassin d'Oued R'hiou Tleta (0126)

Il est situé sur la partie occidentale du bassin versant du Cheliff. Ce bassin présente une forme allongée et coudée, liée à la structure et la lithologie de cette partie du Tell. Un climat semi-aride règne avec une température moyenne annuelle de 29°C, et une amplitude thermique annuelle très grande (44°C en été à 4°C en hiver). Pour la lithologie, des formations très imperméables comprennent du flysch couvrant 10% du bassin, des affleurements de marnes, grès et calcaires favorables à l'érosion. Une pluviométrie annuelle varie de 300 à 400 mm.

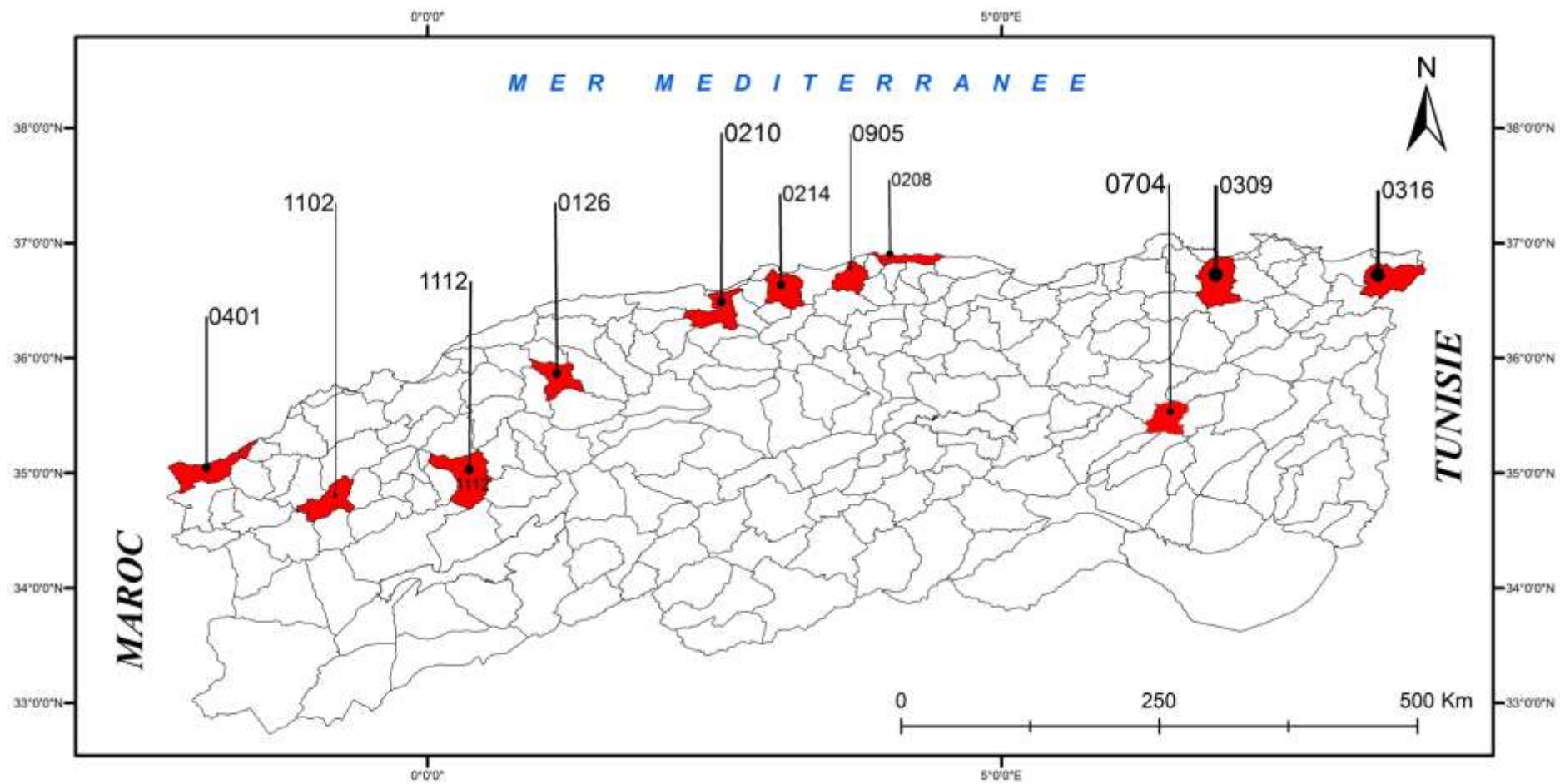


Figure 8. Bassins versants étudiés

De fortes averses d'automne succédant à l'été sec, sur des sols nus dépourvus de couverture végétale, d'où des sols battants et un ruissellement immédiat qui entraînent des crues spectaculaires. Les caractères lithologiques et topographiques favorisent un ruissellement et une érosion violents. En effet, l'Oued R'hiou a reçu en rive droite l'Oued Tleta dans le Flysch et les calcaires marneux, couvert d'un maquis dense et peu torrentiel. Le pourcentage de l'écoulement de base sur Oued R'hiou varie de 7% (2002/2003) à 48% (1966/1967).

Bassin Côtiers Tizirt (0208)

Il fait partie du bassin hydrographique du côtier Algérois, il s'étend d'Azzefoun à l'est jusqu'à Dellys à l'ouest sur une superficie de 36 km². Un climat méditerranéen sub-humide caractérise cette zone avec une moyenne pluviométrique annuelle qui varie entre 600 à 800 mm. D'une forme allongée en bande littorale parallèle à la mer, ce bassin est constitué de formations marneuses, de grès et marno-calcaires. Le réseau hydrographique montre la présence de quelques petits cours d'eau alimentés en montagne et qui déversent à la mer au nord. Ces oueds s'écoulent pendant la saison de pluie et sont à sec en été. Le relief montagnard, morcelé et fractionné ne permet pas le développement du réseau hydrographique bien structuré. L'écoulement de base représente une partie importante du volume total de l'écoulement, où le BFI (Base Flow Index) varie de 5% (1996/1997) à 60% (2004/2005).

Bassin versant Oued Djer (0210)

Il s'étend sur la partie ouest de la Mitidja dans la wilaya de Blida. Une prédisposition topographique et morphologique montre que ce bassin est exposé aux inondations fréquentes sur les villes d'Oued Djer et d'El Affroun. Ce bassin est limité par les monts Tellien de Djebel Ganntas au sud à environ 1500 m d'altitude. Ce bassin repose sur des formations du Miocène moyen et inférieur au sud, Crétacé supérieur et moyen et le Crétacé inférieur vers le nord du bassin. Les sols rouges méditerranéen et les sols bruns calcaires sont très répandus, ainsi que des sols peu évolués alluviales au voisinage des oueds. Le BFI varie entre 10% (1978/1979) et 49% (1992/1993), ce qui donne en moyenne de 31% indiquant que 70% de l'écoulement est en crue.

Bassin d'Oued Harrach Maritime (0214)

Il est situé dans la partie centrale du bassin de l'Algérois avec une superficie de 8476 km². C'est la partie aval (Harrach maritime) du bassin d'Oued El Harrach qui s'étend sur 1250 km². Le cours d'eau principal a une longueur de 67 km dont 59 km traverse le bassin

maritime. Il est alimenté des montagnes de l'Atlas Blidéen pour déverser dans la mer méditerranéenne en traversant la plaine de la Mitidja. Il compte plusieurs affluents à savoir Oued Djemaa et Oued Smar en rive droite, Oued Baba Ali, Oued Kerma et Oued Ouchaia en rive gauche.

Ce bassin repose sur des formations géologiques du Crétacé et Miocène marin et continentale en amont et Quaternaire en aval. La topographie du bassin est quasiment plate due à la présence de la plaine alluvionnaire de la Mitidja. Les terrains sont à très faible perméabilité (marnes jaunes) ce qui augmente le risque d'inondation dans ce bassin. Une précipitation moyenne annuelle est entre 600 à 800 mm, avec un hiver doux et pluvieux et un été sec chaud. Les écoulements dans l'oued parviennent essentiellement des apports en précipitations acheminés par ses affluents, ainsi que les rejets urbains des villes avoisinantes. A la station de Baraki, les valeurs de BFI sont entre 72% (2004/2005) et 21% (1993/1994), ce qui montre qu'une marge importante génère l'écoulement en crue.

Bassin d'Oued Saf Saf (0309)

Ce bassin appartient au bassin hydrographique côtier Constantinois au nord-est de l'Algérie. Il draine une superficie de 1169 km² dont 322 km² à la station Khemakhem dans le sous bassin de Zardézas qui est drainé par les oueds Khorfane, Bou Adjeb et Khemakhem. D'une forme légèrement rectangulaire, il est orienté de sud vers le nord où déverse le principal cours d'eau. Un climat humide à sub-humide domine sur ce bassin avec 18°C comme température moyenne annuelle et une précipitation annuelle qui varie entre 530 à 850 mm. Il est délimité par Djbel el Ouahch et Djbel el Hadjar au sud, Djebel El Alia et Djebel Tengout à l'est et les massifs de Collo à l'ouest (Khelfaoui, 2014). Le relief se caractérise par des altitudes faibles sauf sur la partie sud dont il culmine 1166 m à Djebel el Hadjar. Du point de vue administratif, le bassin d'Oued Saf Saf s'inscrit dans le territoire de la wilaya de Skikda. Ce bassin repose sur des formations géologiques très complexes qui appartiennent au Tell orientale à savoir ; l'Eocène supérieur et moyen, avec des affleurements de Jurassique et Lias au sud, le Précambrien et Cristalloyphillien au nord et l'ouest. Un réseau hydrographique relativement dense créé par le relief accidenté au sud et plat au nord, ceci indique le caractère vulnérable de ces régions au risque d'inondation. L'analyse des données hydrométriques à la station de Khemakhem montrent des valeurs de BFI variant de 11% (1997/1998) à 49% (1986/1987). Ceci indique que 51 à 89 % des écoulements passent en crue.

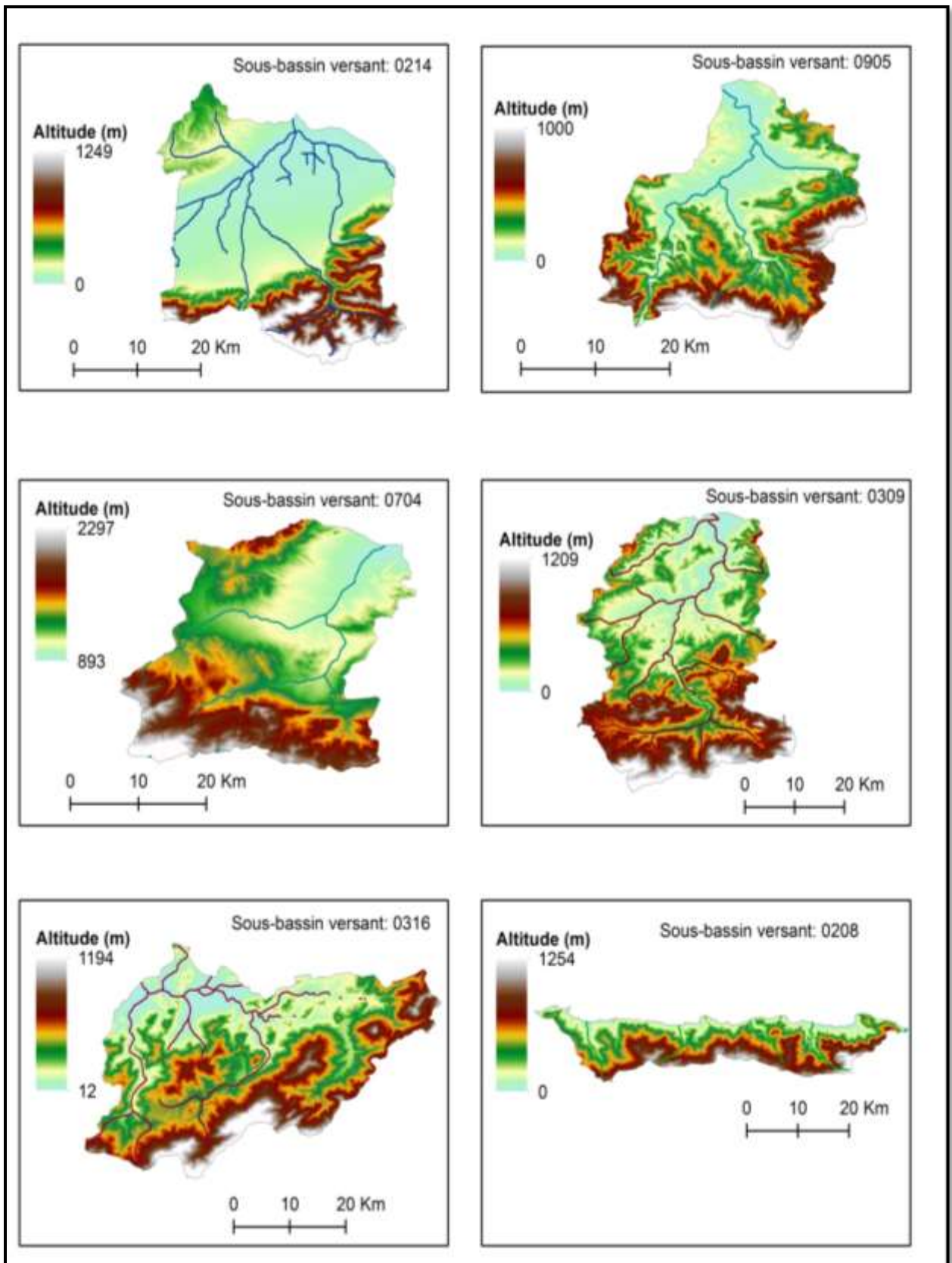


Figure 9. Relief des bassins versants (1)

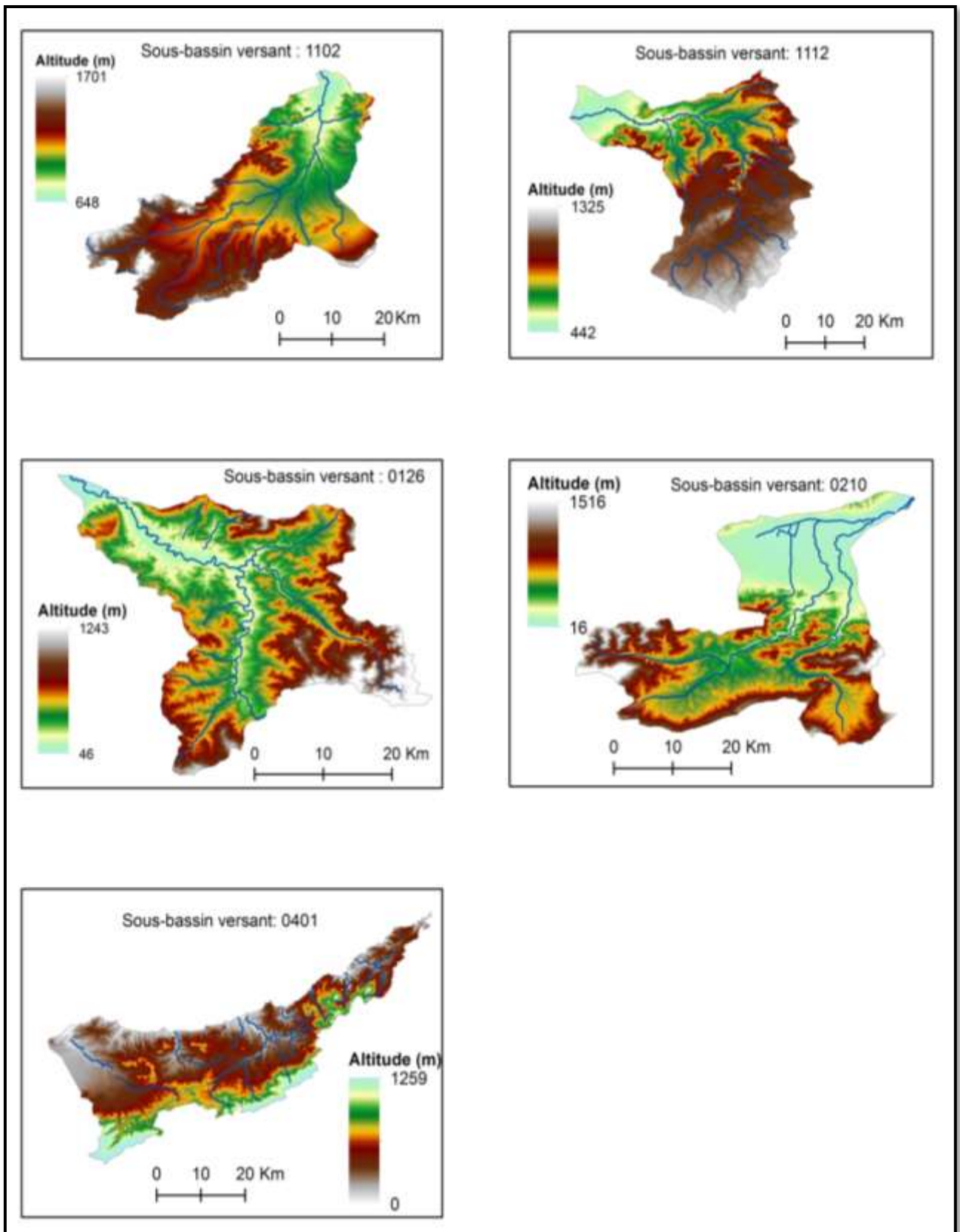


Figure 10. Relief des bassins versants (2)

Bassin d'Oued Kebir Est (0316)

Il s'inscrit dans le bassin hydrographique côtier Constantinois au nord-est de l'Algérie. Ce sous bassin est localisé dans l'extrême est à la frontière tunisienne, délimité au nord par le sous bassin côtiers La Calle (0318), le sous-bassin d'Oued Mafragh au nord-ouest (0317) et le sous-bassin d'Oued Bou-Namoussa au sud-ouest (0315). Des formations sédimentaires de quaternaires caractérisent les plaines littorales (Zenati & Messadi, 2014). Des flyschs formés des argiles et calcaro-argileux à l'est du bassin, des bancs de grés et de calcaire au centre. Des marnes dominent sur sa partie ouest. Ces terrains sont exposés à l'érosion hydrique influencée par des terrains vulnérables (sol instable et sol très instable) et un relief accidenté principalement au sud du bassin (Abdeddaim, 2018). La présence des forêts et maquis arborés caractérise le couvert végétal de cette zone ainsi que des spéculations agricoles. Un climat méditerranéen humide domine cette zone, avec une moyenne annuelle de précipitation varie entre 800 à 1000 mm par an. Un réseau hydrographique relativement dense dominé par des petits cours d'eau qui forment des affluents à l'oued Kebir Est qui débite 222 hm³ par an. L'analyse des hydrogrammes annuels à la station hydrométrique Ain el Assel montre que l'indice d'écoulement de base varie entre 14% en 1954/1955 et 50% en 2001/2002. Ceci indique qu'entre 50 à 86 % des apports hydriques passent en écoulement des crues.

Bassin côtier Ghazaouet (0401)

Il fait partie du bassin côtier oranais, localisé sur la partie extrême de l'ouest de l'Algérie avec les frontières marocaines. Un relief accidenté en parallèle à la côte qui renferme une barrière géographique isolant ce bassin versant. Un paysage montagneux formé par les Monts des Traras prédomine les limites Est et Sud du bassin. Des affleurements de formations Jurassique et Lias s'observent sur la côte littorale, au centre et l'ouest du bassin. Des formations de terrains éruptifs de granite entourés par des formations primaire caractérisent la partie centrale du bassin. Des formations de Jurassique supérieur et moyen dominent la partie occidentale du bassin. Ces formations géologiques présentent des sols peu profonds très hétérogènes, qui varient des sols érodés aux sols humifères. Le couvert végétal naturel est très faible dominé par la Thuya et quelques formations de Genévrier isolées sur la côte. Un climat semi-aride caractérise le bassin de Ghazaouet avec prédominance de deux saisons ; une saison humide et une saison sèche. Le régime climatique se caractérise par des pluies très irrégulières avec un cumul annuel entre 250 et 400 mm/an. Le chevelu hydrographique est peu développé présentant quelques petits cours d'eau aux profils courts avec très peu ou sans affluents.

L'étude des hydrogrammes annuels à la station de Ghazaouet montrent que le BFI enregistre des valeurs de 12% (1990/1991) à 67 % (1976/1977). Ceci illustre que 23 à 88% des écoulements passent en crue.

Bassin des Hauts plateaux Constantinois (bassin d'Oued Chemorah) (0704)

Le sous-bassin d'Oued Soultès fait partie du bassin d'Oued Chemorah dans le bassin hydrographique des Hauts plateaux Constantinois à l'Est algérien. Le sous-bassin Soultès porte le nom de l'Oued Soultès qui résulte de la jonction de l'Oued Feid Tlouidi et Oued Enguesdira. La limite Sud Est du bassin est bordée par le massif des Aurès où le point culminant est jusqu'au 1938 m à Djebel Askar. Un relief relativement élevé sur la limite Ouest forme une barrière géographique contre les influences atlantiques humides. Le relief décroît vers le Nord Est présentant des dépressions et des plaines. Ces dernières sont caractérisées par des formations quaternaires alluvions. La partie Sud est dominée par des formations gréseuses et argileuses de Miocène, et des formations de marnes, conglomérats et calcaires de Miocène au Sud-Ouest du bassin. Ces formations sont marquées par des sols peu évolués entourées par des sols calcimagnésiques et sols bruns vers le sud. Cependant, ce bassin est menacé par l'érosion aggravée par le pâturage et les incendies (Balla, 2019).

Le couvert végétal présente deux types de formations ; les arbres des forêts et les espèces cultivées (maraichères et céréales). Des forêts dégradées sont peuplées par des formations de genévrier et pin d'Alep. D'autres forêts denses sont occupées par des formations de chênes verts et de Cyprès. Un climat méditerranéen semi-aride règne sur cette région avec un hiver pluvieux et froid, et un été chaud et sec. Le régime de précipitation est très irrégulier d'une moyenne interannuelle d'environ 300 mm/an. Elle est relativement importante sur les régions montagneuses au Sud-est du bassin atteignant les 500 mm/an à Chelia. Un chevelu hydrographique dense se caractérise par une densité de drainage importante (2.84 km/km^2) conditionnée par le sol et le couvert végétal dégradés (Balla, 2019). Ces facteurs influencent la torrencialité et l'érosion en favorisant le ruissellement avec un temps de concentration relativement rapide (5.5 heures). Le BFI calculé pour la station de Timgad varie entre 4% (1978/1979) et 62% (1974/1975) indiquant que 38 à 96 % de l'écoulement passe en débit de crue, dont la majorité des valeurs de BFI est inférieure à 8%. Ceci montre que le risque de crue est très récurrent dans ce bassin.

Bassin d'Oued Isser (0905)

Ce bassin est géographiquement positionné dans le centre du l'Algérie du Nord. De forme allongée du sud au nord, le bassin peut être divisé en trois régions : haut, moyen et bas Isser. Le dernier montre un relief très accentué où les altitudes varient de 0 m au bord de la mer méditerranéenne (exutoire) jusqu'à 1030 m sur les massifs de Djurdjura. Le bassin renferme des formations géologiques très variées à savoir ; des formations marneuses, gréseuses et des conglomérats d'âge Oligocène marin et Miocène inférieur. Des formations schisto-argileuses, des marnes grises et des grés font partie de crétacé supérieur et moyen. Les zones proches de l'oued sont dominées par des alluvions du Quaternaire continentale. Ces terrains, dits sédimentaires, sont considérés comme un critère de vulnérabilité à l'érosion influencés par le relief. Des terrains éruptifs présentent des affleurements de granites ainsi que des étendus de basaltes, andésites sur la partie côtière du bassin.

Une végétation arbustive dont le chêne liège et le pin d'Alep dominant sur les altitudes côtières, ainsi que l'olivier et lentisque sur les piémonts et les montagnes. Les collines sont occupées par la vigne, la céréaliculture, les fourrages et l'arboriculture. Les cultures maraichères couvrent les plaines au long de l'Oued Isser. Le bassin de l'Oued Isser est caractérisé par un climat tellien continental subhumide froid dans les régions montagneuses et un climat méditerranéen subhumide chaud sur la partie du littorale. Une précipitation moyenne interannuelle oscille entre 700 et 450 mm/an. Un chevelu hydrographique dense est créé en majorité par des cours d'eau temporaires (Djafer Khoda, 2020). L'Oued Isser est un petit cours d'eau de 230 km, où la station hydrométrique de Lakhdaria est installée à mi-chemin de son parcours. L'analyse de l'écoulement de base au sein de cette station montre que le BFI varie de 11% en 2000/2001 à 57% en 1969/1970. Ces valeurs montrent que plus de 43% à 89% de l'écoulement annuel passe en crue.

Bassin de l'Oued Mekkera Moyen (1102)

Le sous-bassin de l'Oued Mekkera fait partie du bassin hydrographique de la Macta codé 11 dans l'annuaire hydrologique de l'ANRH. Sur une superficie drainée de 933 km², le sous-bassin de l'Oued Mekkera Moyen est situé dans l'Ouest de l'Algérie du Nord dans la wilaya de Sidi Bel Abbes. Il est délimité par les monts de Daïa au Sud, les monts de Tessala au Nord-Ouest, les marais de la Macta au Nord et à l'Est par le sous-bassin de l'oued El Louza (1105). Le bassin repose sur des formations carbonatées, gréseuses et argileuses de Crétacé et Jurassique au Sud. Des argiles bleues et des calcaires organogènes de Miocène. Des sols

alluviaux caractérisent la plaine de Sidi Bel Abbas. Le couvert végétal formé par le pin d'Alep domine les maquis sur la région Sud, ainsi que le jujubier sauvage au Nord. Ces types de végétation naturelle est la résultante du type de sol et le climat. Le sous bassin de l'oued Mekkera s'intègre dans le climat semi-aride où la pluie annuelle varie entre 250 à 450 mm/an. Le régime des précipitations est très irrégulier, dominé par les pluies à fortes intensités. L'effet de la continentalité est ressenti pour un hiver froid et été très chaud et sec caractérisant avec une grande amplitude thermique.

Ce bassin présente un chevelu hydrographique peu développé, influencé par le relief qui varie de 650 et 1700 m. Cette région est exposée au problème de l'érosion et du transport solide qui aggrave les crues. Les valeurs de BFI oscillent entre 13% (1995/1996) et 76% (1955/1956) à la station de Sidi Ali Ben Youb. En effet, les écoulements en crue présentent entre 24% et 87% de l'écoulement annuel, indiquant le caractère vulnérable aux inondations qui a déjà vécu des inondations dévastatrices.

Bassin de l'Oued Taria (1112)

Ce bassin fait partie du grand bassin hydrographique de la Macta. Il est délimité par le bassin du Cheliff à l'Est, le sous-bassin de l'ued Saida (1111) et le bassin de l'oued Sahouet (1113) à l'Ouest, le bassin de l'oued Fekane (1114) au Nord et le bassin de Chott Ech Chergui au Sud. Le bassin s'étend sur une superficie de 1360 km², renfermant un relief accidenté dont 40% des altitudes sont compris entre 900 et 1336 m. Des formations gréseuses et argileuses de l'Oligocène ainsi que des marnes et calcaires du Crétacé dominant sur l'ensemble du bassin. Des affleurements de calcaire dolomitique du Jurassique sont observés dans le centre du bassin. L'amont du bassin est couvert de formation naturelle de chêne vert, le thuya et plus en aval par des formations de jujubier sauvage.

Un climat semi-aride caractérise cette région. Ce bassin est relativement plus arrosé que le bassin de l'oued Mekkera avec une moyenne interannuelle de 490 mm. Le réseau hydrographique est relativement dense et affecté par un régime hydrologique très irrégulier dont les écoulements sont observés que durant la saison pluvieuse. L'analyse des écoulements permet d'observer que le BFI à la station de Taria varie de 5% (1999/2000) à 78% (1974/1975).

Tableau 1. Caractéristiques des sous bassins versants

Sous-bassin	Oued	S (km ²)	P (km)	Rectangle Equivalent		LT (Km)	Σ Li (Km)	Dd (km/km ²)	Tc (h)
				Longueur (Km)	Largeur (Km)				
R'hiou Tleta	R'hiou	783,5	177,6	78,87	9,93	114,5	531,61	0,68	10,5
Côtiers Tizirt	M'leta	400,08	151,73	70,16	5,7	13	289,53	0,72	2,2
Djer Bouroumi	Djer	899,26	194,47	86,88	10,35	50	638,35	0,71	5,1
Harrach Maritime	El Harrach	846,79	150,35	61,38	13,8	59	566,07	0,67	6,1
Saf Saf	Saf-Saf	1169,43	192,06	81,72	14,31	27	1165,55	1	4
Oued Kebir Est	Kebir East	1063,57	181,83	77,12	13,79	41	692,77	0,65	5,1
Côtiers Ghazaouet	Tlata	1093,51	255,81	118,69	9,21	8	727,95	0,67	2,4
Chemorah	Soultès	765,45	145,13	59,76	12,81	29,8	793,25	1,04	3,6
Isser	Isser	551,47	118,82	47,9	11,51	114	583,62	1,06	11,1
Mekkerah moyen	Mekkerah	933,42	185,79	81,43	11,46	91,1	545,13	0,58	9,8
Taria	Taria	1464,71	214,66	91,28	16,05	98	886,17	0,61	11,5

S : Superficie drainée; P : Périmètre du bassin; L_T : Longueur du cours d'eau principal; Σ L_i : Longueur du chevelu hydrographique; Dd : Densité de drainage; Tc : Temps de concentration

Les valeurs de densité de drainage (Dd) montrent que le chevelu hydrographique n'est pas bien développé et que l'écoulement est centralisé. Ceci est confirmé en regardant la longueur du talweg principal où la Dd est d'autant plus faible que le cours d'eau principal est plus long. L'importance de réseau hydrographique permet la mise en place des grands ouvrages hydrauliques (barrages). Des potentialités hydrauliques importantes que renferment ces régions lui confèrent des opportunités socio-économiques considérables. En contrepartie, l'impact de l'activité humaine (urbanisme, industrie, agriculture), l'effet des changements climatiques, les incendies de forêts ainsi que phénomènes hydrologiques extrêmes (sécheresse, inondation) pèsent davantage sur les risques multiples qu'a encourus l'Algérie du Nord. La présence de telles structures ainsi que leurs rôles dans l'irrigation et/ou l'alimentation en eau potable sont des arguments qui font penser à contrôler et mieux gérer ces ressources et les protéger contre les éventuelles crues, en adaptant des stratégies et des méthodes plus performantes.

2.2. Caractéristiques du jeu de données

2.2.1. Données climatiques

Les données climatiques utilisées dans l'analyse des extrêmes climatiques sont collectées auprès des services de l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydraulique) de Blida, ainsi que de l'ONM (Office National de Météorologie) de Dar El Beida. Les relevés journaliers de précipitation et de température maximale et température minimale de 17 stations du Nord Algérien. Les séries des précipitations couvrent une période chronologique de 73 ans de 1940 à 2013. Les températures maximales et minimales s'étendent sur 34 ans de 1979 à 2013. Les caractéristiques des stations utilisées figurent dans le Tableau 2. Leur localisation géographique est présentée dans la Figure 11.

Le nombre des stations impliquées dans cette analyse paraît infime par rapport au nombre des stations que contient les réseaux d'observations national (ANRH et ONM). Cependant, la qualité et le type des données collectées sont les critères principaux pour la sélection des stations adéquates. En effet, les séries ayant une chronologie minimale de 30 ans, seront retenues dans ce travail. Aussi, l'année hydrologique retenue doit avoir moins de 25% de lacunes pour qu'elle soit considérée dans le calcul des indices extrêmes climatiques. Malgré un réseau d'observation des données climatiques relativement dense dans le nord algérien, il est vraiment difficile de trouver un nombre important de stations qui répondent aux critères

mentionnés plus haut. En outre, la présence de certaines erreurs dans les données obtenues empêche leur utilisation, principalement si aucune procédure de correction n'y est possible.

Pour cela, un contrôle visuel est effectué sur les séries de données afin de détecter des valeurs absurdes. Ainsi, la représentation graphique est réalisée afin d'assurer le contrôle des anomalies. Cependant, la détection des valeurs aberrantes sur les séries journalières est relativement difficile, où les méthodes de détection sont rarement rapportées dans la littérature. La fonction de contrôle de qualité des données sous le RCLimDex (Zhang & Yang, 2004) permet de résoudre ce problème.

Tableau 2. Liste des stations climatiques étudiées

Station	Longitude (Degrés décimaux)	Latitude (Degrés décimaux)	Altitude (m)
Cherchell	2,19	36,61	16
Hamiz	3,35	36,6	130
Larabaa Nath Irathen	4,21	36,62	980
Mahelma	2,88	36,61	150
Menaceur	2,23	36,48	250
Meurad	2,41	36,44	300
Tenès	1,32	36,52	5
Yakourène	4,44	36,72	820
Bensekrane	-1,21	35,07	260
Bouhenifa	-0,07	35,28	306
Oran	-0,65	35,7	90
Oued sly	1,2	36,1	95
Aouf	0,36	35,17	973
Constantine	6,62	36,37	615
Ghrib	2,56	36,16	474
Tadjemout	2,52	33,87	885
Annaba	7,79	36,97	3

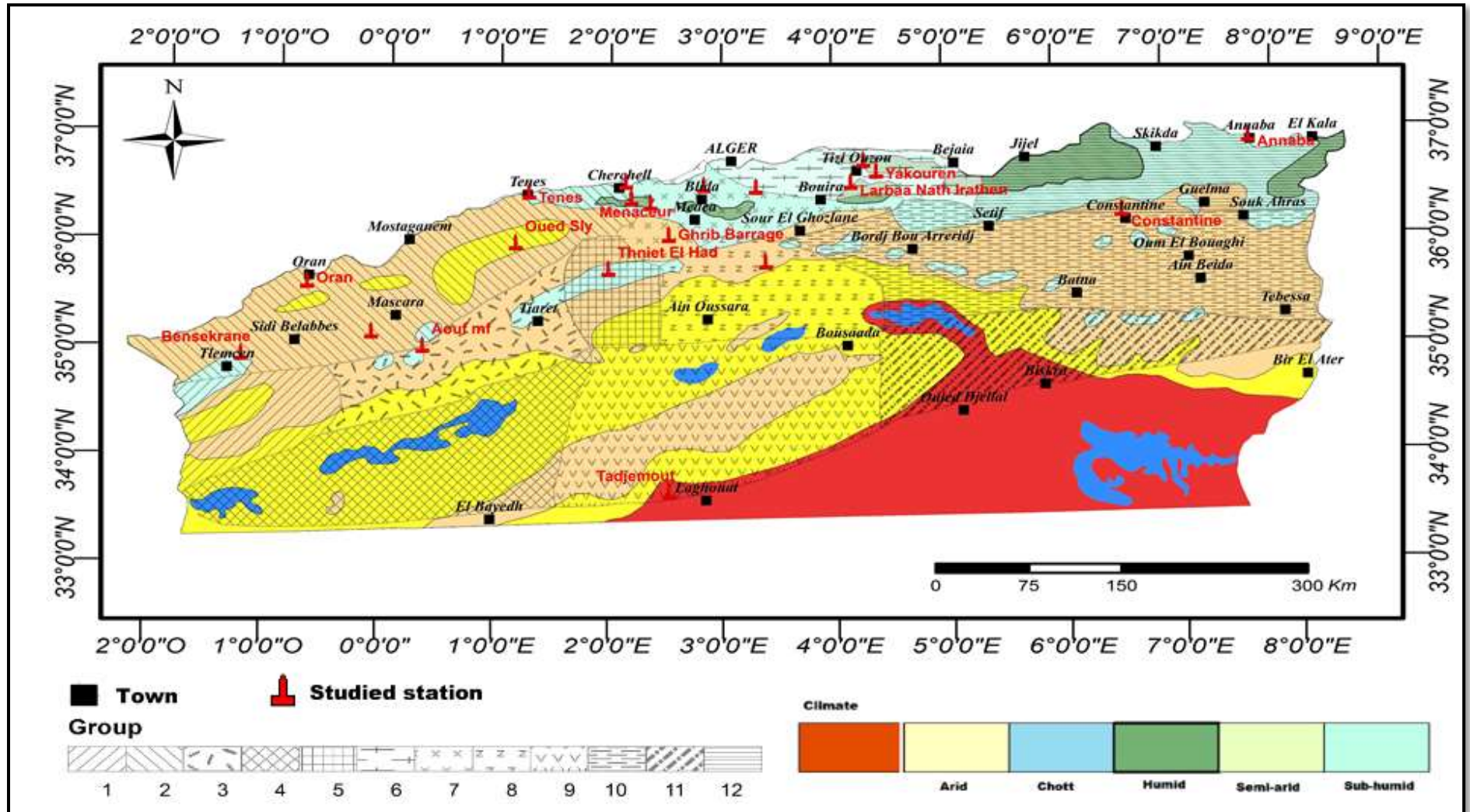


Figure 11. Localisation des stations climatiques étudiées (Meddi & Toumi, 2015 modifiée)

2.2.2. Données hydrométriques

Les données hydrométriques de débit moyen journalier sont utilisées dans l'analyse des extrêmes hydrologiques. Un nombre de 11 stations hydrométriques appartenant à sept grands bassins hydrographiques dans le Nord Algérien sont analysées, dont les caractéristiques sont présentées dans le Tableau 3. La localisation géographique des stations hydrométriques analysées est présentée dans la Figure 12. En effet, l'accès aux données dans certaines zones est très restreint et limité, et par conséquent la disponibilité des données de débit journalier. La base de données mise à notre disposition par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) comptait 30 stations hydrométriques. Cependant, après une analyse préliminaire sur cette base de données, il a été constaté que la majorité de ces stations ont, soit des périodes d'enregistrement courtes (moins de 15 ans), soit un régime hydrologique perturbé (par des barrages), soit leurs séries présentent de nombreuses lacunes. Ces anomalies ont conduit à retenir seulement 11 stations dans cette analyse.

Le régime hydrologique des bassins étudiés est intermittent (Octobre à Mai); tandis que la saison sèche est marquée par les débits les plus faibles voire nuls. Les apports moyens annuels des oueds étudiés (Tableau 3) varient de 2,9 à 304,1 10^6 m³/an. En Algérie, le régime hydrologique du cours d'eau est caractérisé par des écoulements temporaires suivant les apports pluviométriques avec l'apparition de la fluctuation saisonnière systématique des débits. En effet, le débit est très irrégulier ainsi qu'un débit faible relativement insignifiant durant la période sèche dans le Nord Algérien (Bouanani, 2004; ABH-OCC, 2006; Touazi et al., 2011; Hallouz et al., 2013; Meddi et al., 2017).

Tableau 3. Caractéristiques des stations hydrométriques étudiées

Bassin hydrographique	Station	Code	Oued	Surface (km ²)	Longueur du talweg principal (km)	Latitude	Longitude	Période	Apport annuel moyen (10 ⁶ m ³)
Cheliff	Ammi Moussa	012601	R'hiou	1890	114,5	35,86	1,12	1961-2012	84
Côtier Algérois	Azzefoun	020808	M'leta	36	13	36,89	4,35	1988-2012	11,8
Côtier Algérois	El Affroun	021007	Djer	395	50	36,45	2,59	1970-1993	37,1
Côtier Algérois	Baraki	021418	El Harrach	970	59	36,68	3,09	1972-2008	142,2
Côtier Constantinois	Khemakhem	030901	Saf-Saf	322	27	36,55	6,93	1975-2005	30,7
Côtier Constantinois	Ain El Assel	031601	Kebir East	680	41	36,58	8,37	1948-2003	207,8
Côtier Oranais	Ghazaoute	040101	Tlata	100	8	35,1	-1,87	1971-2012	2,9
Hauts plateaux Constantinois	Timgad	070401	Soultès	194	29,8	35,49	6,46	1970-2005	5,3
Isser	Lakhdaria	090501	Isser	3620	114	36,61	3,58	1967-2011	304,1
Macta	S.A. Ben Y	110201	Mekkerà	1890	91,1	34,97	-0,74	1950-2009	20,4
Macta	Taria	111201	Taria	1360	98	35,12	0,09	1974-2012	20,5

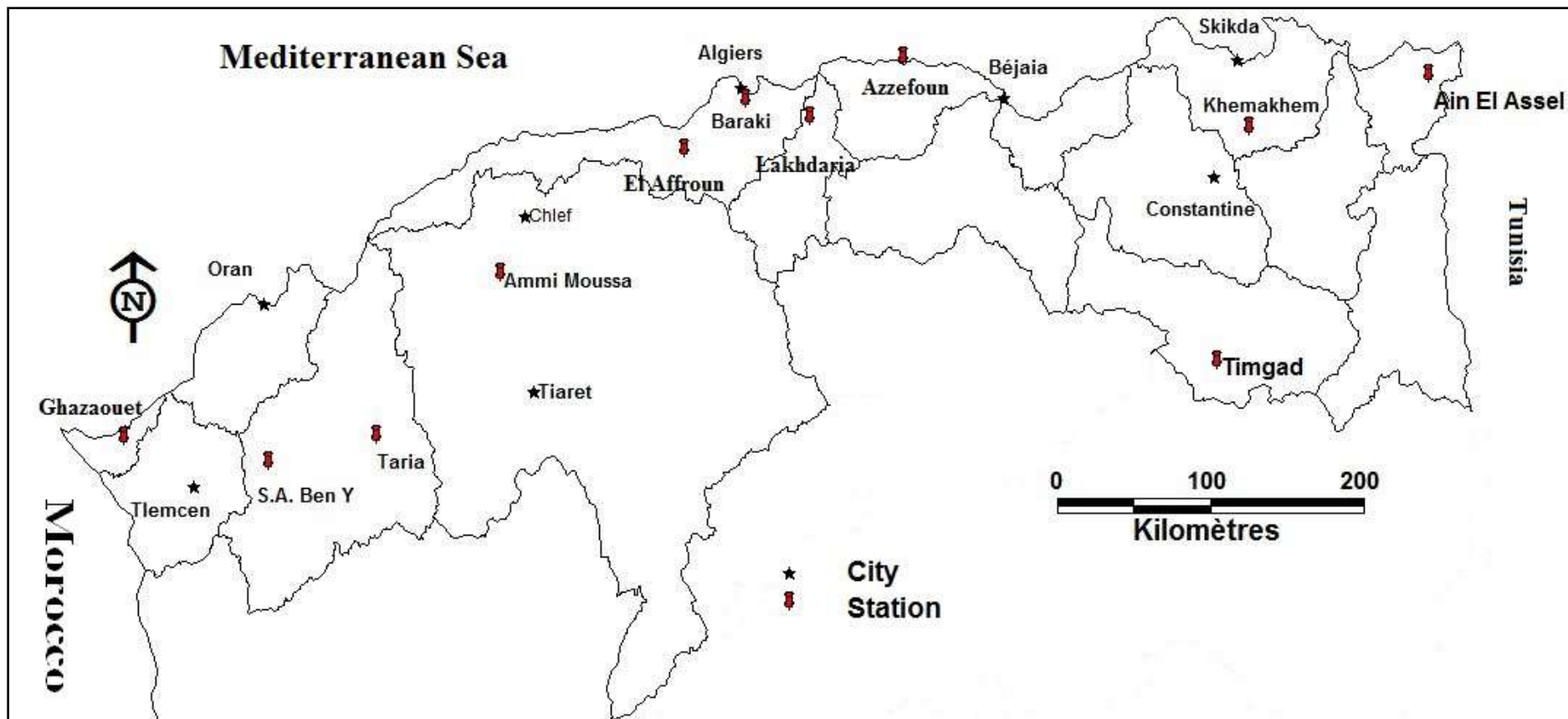


Figure 12. Localisation des stations hydrométriques étudiées

2.3. Conclusion

Au terme de ce chapitre qui décrit les caractéristiques des bassins versants étudiés, il y a lieu de retenir les points principaux suivants, à savoir : la topographie de la région est très diversifiée, où les montagnes sont très dominantes principalement à l'Est et sur les régions côtières. La conjonction de la géologie, la pédologie, le relief et le climat fait ressortir une variété importante des essences forestières. Ainsi, la diversité des spéculations agricole pratiquées est observée. Le climat Méditerranéen règne sur l'ensemble des régions, aussi l'effet de la continentalité se manifeste dans certaines zones. Il est remarqué la présence d'un gradient de précipitation décroissant de l'Est à l'Ouest, et une irrégularité spatio-temporelle très prononcée. Du point de vue hydrologique, les bassins versants sont caractérisés par un chevelu hydrographique très dense, où le régime hydrologique est tributaire des apports en précipitations. En contrepartie, ces entités géographiques se comptent parmi les régions les plus peuplées de l'Algérie du Nord avec une activité économique très dense (une pression accrue sur les ressources en eau et en sol). Avec ses atouts naturels et ses rôles socio-économiques, ainsi que les aléas naturels qui frappent l'Algérie du Nord face à des enjeux vulnérables (population, zones urbaines, activités économiques), les risques qu'encourt cette région aux impacts des extrêmes climatiques et aux extrêmes hydrologiques (crues) augmentent. Pour dévoiler sa situation vis-à-vis de ces problèmes (extrêmes hydroclimatiques), le chapitre suivant expose la méthodologie de travail adoptée dans cette thèse ainsi que les techniques utilisées pour l'estimation de l'ampleur des risques des crues.

CHAPITRE III
METHODOLOGIE

Chapitre III

METHODOLOGIE

Ce chapitre consiste à présenter la démarche de travail adoptée ainsi que les méthodes appliquées pour répondre aux objectifs de cette thèse, en suivant deux axes de recherches qui visent à :

1. Caractériser la variabilité des extrêmes climatiques à travers l'analyse de l'évolution des indices extrêmes climatiques ;
2. Réaliser une analyse fréquentielle multivariée des crues évoquant toutes les étapes de l'analyse fréquentielle en hydrologie et ce, afin d'évaluer le risque des crues pour une période de retour bien déterminée.

A la lumière de la revue de littérature présentée en chapitre I ainsi que sur, la base de données collectée. Afin de répondre aux deux axes de recherches la démarche méthodologique suivie est indiquée ci-après.

3.1. Analyse des extrêmes climatiques

Les évènements climatiques extrêmes sont décrits par un nombre d'indices définis par l'ETCCDI (Expert Team on Climate Change Detection and Indices). Ces indices sont utilisés pour surveiller le changement climatique par le suivi de l'évolution des extrêmes climatiques.

3.1.1. Calcul des indices climatiques extrêmes

Un total de 27 indices climatiques extrêmes (ICE) est défini dans le tableau 5. Des données journalières de précipitations, de températures Tmax et Tmin seront utilisées pour identifier les ICE. Le logiciel RClimDex 1.0 (Zhang & Yang, 2004) fourni un outil de calcul de ces indices. Ce logiciel fonctionne sous R, et a été développé par Xuebin Zhang et Feng Yang à la Direction de la recherche climatique du Service météorologique du Canada. Ce logiciel est accessible via le lien <http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>. Un manuel d'utilisation détaillé est proposé par Zhang & Yang (2004). Le RClimDex est utilisé dans un nombre importante des études d'analyse des extrêmes climatiques à travers le monde (Zhang et al., 2005 (Moyen-Orient); You et al., 2008 (Plateau Tibétain); Fratianni and Acquafredda, 2010 (Italie); Brown et al., 2010 (Etats Unis); Trambly et al., 2013 (les pays du Maghreb); Sensoy et al., 2013 ainsi Abbasnia & Toros, 2019 (Turquie); Donat et al., 2013 (le monde Arabe); Gunawardhana & Al-Rawas et al., 2014 (Oman); Keggenhoff et al., 2014 (Géorgie); Filahi et

al., 2015) et Ait Ouhamchich et al., 2018 (Maroc); Sheikh et al., 2015 (Sud d'Asie); Singh & Goyal, 2016 (la région d'Himalaya); Soltani et al., 2016 (Iran); Feng et al., 2017 (Centre d'Asie); Abatan et al., 2017 et Gbode et al., 2019 (Nigéria); Abiodun et al., 2017) (régions côtières d'Afrique); Khoir et al., 2018 (Indonésie); Li et al., 2018 (Singapour); Tong et al., 2019 (Chine); Bezerra et al., 2019 et Avila-Diaz et al., 2020 (Brésil); Adeyeri et al., 2019 (région du lac du Tchad); Hallouz et al., 2019 (le bassin de Oued Mina, nord-ouest Algérien). Ce logiciel est choisi en se basant sur les finalités qu'il propose à savoir (voir Vincent, 2012) :

- Il permet de couvrir de nombreux aspects du changement climatique mondial ;
- Evaluer l'impact potentiel du changement climatique sur les activités humaines : l'agriculture et l'économie ;
- Surveiller le CC à l'échelle mondiale.

Tableau 4. Indices des extrêmes climatiques définis par l'ETCCDI

Identificatio n	Noms de l'indice	Définition	Unité
1-PRCPTOT	Total annuel des pluies	Précipitations totales annuelles des jours pluvieux ($RR \geq 1,0$ mm)	mm
2-RX1day	Hauteur maximale des Précipitations d'un jour	Précipitation totale maximale d'un jour pluvieux	mm
3-Rx5day	Cumul maximal des précipitations de 5 jours	Précipitation totale maximale sur 5 jours pluvieux consécutifs pendant l'année	mm
4-R10	Nombre de jours de précipitations ≥ 10 mm	Nombre de jours de l'année avec précipitation ≥ 10 mm	jour
5-R20	Nombre de jours de précipitations ≥ 20 mm	Nombre de jours de l'année avec précipitations ≥ 20 mm	jour
6-R25	Nombre de jours au-dessus du 25 millimètre	Compte le nombre de jours dans l'année dont la valeur est au-dessus du seuil fixé par le décideur	jours
7-R95p	Jours très pluvieux	Précipitation totale annuelle avec précipitation > 95 e percentile	mm
8-R99p	Jours extrêmement pluvieux	Précipitations totales annuelles avec les précipitations > 99 e percentile	mm
9-SDII	Intensité simple des pluies	Total annuel des précipitations sur le nombre des jours pluvieux ($PRCP \geq 1,0$ mm)	mm/jour
10-CDD	Jours secs consécutifs	Nombre maximal des jours consécutifs avec précipitations journalières < 1 mm	jour
11-CWD	Jours pluvieux consécutifs	Nombre maximal de jours consécutifs avec des précipitations journalières ≥ 1 mm	jour
12-FDO*	Jours de gel	Compte le nombre de jours dans l'année quand la TN (minimum journalière) $< 0^\circ\text{C}$	Jours
13-SU25*	Jours d'été	Compte le nombre de jours dans l'année quand la TX (maximum journalière) $> 25^\circ\text{C}$	jours
14-IDO*	Jours de glace	Compte le nombre de jours dans l'année quand la TX (minimum journalière) $< 0^\circ\text{C}$	jours
15-TR20*	Nuits tropicales	Compte le nombre de jours dans l'année quand la TX (minimum journalières) $> 20^\circ\text{C}$	jours
16-GSL*	Longueur de saison de croissance	(à partir du 1er janvier au 31 décembre dans l'hémisphère Nord, du 1er juillet au 30 juin dans l'hémisphère Sud) compte le 1er jour de l'année quand le cumul de 6 jours consécutifs $TG > 5^\circ\text{C}$ et le premier jour de l'année dont la somme des températures est $< 5^\circ\text{C}$ (après le 1er juillet dans l'hémisphère Nord et le 1er janvier dans l'hémisphère sud)	Jours
17-TXx	Maximum des Tmax	Température maximale la plus élevée dans l'année	$^\circ\text{C}$
18-TNX	Maximum des Tmin	Température minimale la plus forte dans l'année	$^\circ\text{C}$
19-TXn	Minimum des Tmax	Température maximale la plus basse dans l'année	$^\circ\text{C}$
20-TNn	Minimum des Tmin	Température minimale la plus basse dans l'année	$^\circ\text{C}$
21-TN10p	Nuits relativement fraîches	Pourcentage des jours avec $T_{min} < 10$ eme Percentile	%jours
22-TX10p	Jours relativement frais	Pourcentage des jours avec $T_{max} < 10$ eme percentile	%jours
23-TN90p	Nuits relativement chaudes	Pourcentage des jours avec $T_{min} > 90$ eme percentile	%jours
24-TX90p	Jours relativement chauds	Pourcentage des jours avec $T_{max} > 90$ eme percentile	%jours
25-WSDI	Indicateur des durées des séquences chaudes	Nombre de jours dans l'année avec au moins six jours consécutifs où $T_{max} > 90$ e percentile	%jours
26-CSDI	Indicateur des durées des séquences fraîches	Nombre de jours dans l'année avec au moins six jours consécutifs où $T_{min} < 10$ e percentile	%jours
27-DTR	Amplitude Thermiques Diurne	Différence moyenne annuelle entre Tmax et Tmin	$^\circ\text{C}$

*seuil défini par l'utilisateur
(Zhang & Yang, 2004)

Les données journalières de précipitation et de température doivent respecter une certaine mise en forme avant d'être lancés sous le RCLimDex. La figure 10 donne un exemple sur la disposition des données dans un fichier texte (.txt). La première colonne indique l'année, la

seconde le mois, la troisième les jours, la quatrième les précipitations, la cinquième Tmax et la dernière Tmin. La valeur -99.9 indique une donnée manquante.

1940	1	1	0	-99.9	-99.9
1940	1	2	0	-99.9	-99.9
1940	1	3	0	-99.9	-99.9
1940	1	4	1.5	-99.9	-99.9
1940	1	5	26.9	-99.9	-99.9
1940	1	6	9.8	-99.9	-99.9
1940	1	7	0	-99.9	-99.9
1940	1	8	0.4	-99.9	-99.9
1940	1	9	25.1	-99.9	-99.9
1940	1	10	21.3	-99.9	-99.9
1940	1	11	-99.9	-99.9	-99.9
1940	1	12	0	-99.9	-99.9
1940	1	13	1.2	-99.9	-99.9
1940	1	14	21.6	-99.9	-99.9
1940	1	15	32.4	-99.9	-99.9
1940	1	16	0.6	-99.9	-99.9
1940	1	17	8.1	-99.9	-99.9
1940	1	18	16.1	-99.9	-99.9
1940	1	19	0	-99.9	-99.9
1940	1	20	8.6	-99.9	-99.9
1940	1	21	-99.9	-99.9	-99.9
1940	1	22	18.8	-99.9	-99.9
1940	1	23	28.2	-99.9	-99.9
1940	1	24	58.8	-99.9	-99.9
1940	1	25	68.6	-99.9	-99.9
1940	1	26	-99.9	-99.9	-99.9
1940	1	27	0.1	-99.9	-99.9

Figure 13. Mise en forme des données journalières

3.1.1.1. Contrôle de la qualité des données

La base de données a subi une vérification visuelle graphique afin de détecter des anomalies possibles, suivi par un contrôle de qualité sous le RCLimDex avec la fonction EXTRAQC. Cette étape est très importante, car le calcul des ICE est fait à partir des données QC. Cette fonction offre une vérification numérique et graphique qui s'intéresse à révéler les anomalies suivantes (principalement sur les données de température) :

- Contrôle des dates en double ;
- Evaluation des problèmes d'arrondi ;
- Valeurs hors plage, basées sur des valeurs de seuil fixes ;
- Valeurs aberrantes, basés sur le dépassement de l'intervalle interquartile ;
- Différences inter diurnes basées sur des valeurs de seuils fixes ;
- Cohérence entre les températures maximales et minimales ($T_{max} > T_{min}$) ;
- Contrôle consécutif des valeurs égales.

Les rapports fournis sont vérifiés et les anomalies corrigées attentivement.

3.1.1.2. Homogénéisation des données

La vérification de l'homogénéité des données journalières est rarement abordée dans la littérature. Ceci est difficile à réaliser vu la quantité importante des données que renferment les bases de données journalières. Cependant, un certain nombre d'approches ont été adoptées dans l'élaboration du logiciel RHtests (pour plus de détails voir : Wang & Yang, 2013). Le RHtestsV4 est utilisé pour tester l'homogénéité des séries journalières de précipitation et de températures. La présence de rupture est détectée (Wang, 2008a ; 2008b) sur les séries moyennes mensuelles (Tmax, Tmin) (Zhang et al., 2005) en utilisant la série de base seule, et sur les séries de totaux mensuels de précipitation en utilisant la série de base seule ou en appliquant une transformation log. Le RHtests utilise un modèle de régression à deux phases pour vérifier le changement (rupture) par étape donc des multiples points de changement qui pourraient exister dans une série chronologique (Wang, 2003; Wang & Zhou, 2005). Ce programme peut détecter et ajuster plusieurs points de changement probablement dus aux erreurs d'autoregression de premier ordre (Wang et al., 2010). Le critère de la disponibilité d'une série chronologique d'au moins 30 ans doit être vérifié pour que cette analyse soit applicable (Aguilar et al., 2009).

3.1.1.3. Calcul des indices

Une fois que les données sont contrôlées et leur homogénéité testée, le calcul des ICE peut être lancé après la désignation de la période à analyser ainsi que les seuils recherchés. Les indices sont calculés à l'échelle mensuelle et annuelle. Le RClimDex propose des résultats sous trois formes différentes : des séries annuelles pour chaque indice sélectionné, des graphiques de tendance de chaque indice, et un tableau sommaire des valeurs de tendances avec leurs p-valeur pour chaque indice calculé. Un seuil de 10% est adopté pour exprimer la valeur significative de la tendance des séries annuelles des extrêmes climatiques.

3.1.2. Détection des points de changement

Les séries annuelles de l'indice PRCPTOT ont subi des tests de détection de rupture (point de changement). Ces derniers visent à identifier la présence d'un changement autour d'une année donnée. Le logiciel de Khronostat (1998) présente une interface de trois types de tests de détection de rupture. Dans cette analyse, le test de Pettitt et le test de Lee et Heghinian sont utilisés pour détecter les ruptures dans les séries de PRCPTOT. Le test de Pettitt (Pettitt, 1979) détecte le changement de la valeur moyenne de la distribution d'une variable hydrométéorologique (précipitation, température, débit). La méthode de Lee et Heghinian

(Lee et al., 1977) fournit la probabilité qu'un changement pouvant se produire à un instant t , dans une série chronologique où un changement est effectivement supposé à l'être à un moment indéterminé. Plusieurs études ont investigué la présence des ruptures sur les séries de débits, pluies et température (Bakreti et al., 2013; Hallouz et al., 2013; Chaney et al., 2014; Jana et al., 2016; Tossou et al., 2017; Palaniswami & Muthiah, 2018; Bougara et al., 2020).

3.1.3. Téléconnexion avec les indices d'oscillation atmosphérique

Le changement détecté dans les ICE peut être impacté par les CC et aussi influencé par les grandes circulations atmosphériques qui génèrent toutes les perturbations météorologiques dans le bassin Méditerranéen et le nord de l'Afrique. Afin de déceler la connexion entre la variabilité des ICE et les grandes oscillations atmosphériques (GOA) une analyse de corrélation est proposée. Dans ce contexte, quatre indices GOA ont été sélectionnés par rapport à leurs influences sur la région d'étude et sur leurs applications par plusieurs chercheurs à savoir : Meddi et al., 2010; Trambly et al., 2013; Taibi et al., 2017; Taibi et al., 2019; Hallouz et al., 2020; Bougara et al., 2020. La NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) offre une gamme de toutes les GOA qui règnent sur la planète téléchargeable via le lien (<https://psl.noaa.gov/data/climateindices/>). Sur cette panoplie d'indices GOA, principalement les indices suivants ont été téléchargés (dont leurs acronymes en anglais seront utilisés dans cette étude) : Oscillation Nord Atlantique (NAO), Indice d'Oscillation Australe (SOI), indice d'Oscillation de la Méditerranée occidentale (WEMO) et l'indice d'Oscillation multidécennal Atlantique (AMO). Ces indices d'oscillation sont connus pour affecter la probabilité des événements de froid et de chaleur extrêmes, notamment NAO et AMO (Madrigal-González et al., 2017).

3.1.3.1. Définition des indices GOA

a. Indice de NAO

Cet indice est défini par la différence de pression atmosphérique au niveau de la surface de la mer entre les Açores (anticyclone) et la basse subpolaire. La bascule de pression entre le Nord et le Sud est l'origine de deux phases de NAO. La phase positive (NAO+) reflète des hauteurs de pressions inférieures à la normale sur les hautes latitudes de l'Atlantique Nord ainsi que des pressions supérieures à la normale sur le centre de l'Atlantique nord affectant principalement l'Est des Etats-Unis et l'Europe occidentale. La phase négative (NAO-) est générée par des anomalies de pressions opposées de la phase positive. Pendant sa phase positive des conditions plus chaudes et plus humides s'installent sur le Nord de l'Europe et le Nord-Est de l'Amérique du Nord. Quant à la région Méditerranéenne, elle connaît un hiver

frais et sec. Durant la phase négative du NAO, des conditions plus froides règnent sur le Nord-Est de l'Amérique du Nord et sur le Nord de l'Europe avec une influence d'air arctique plus fréquent. Ces conditions favorisent des chutes de neige importantes en Amérique du Nord, des précipitations en deçà de la normale en Europe, et des conditions plus sèches sur la région Méditerranéenne (Rafferty, 2019).

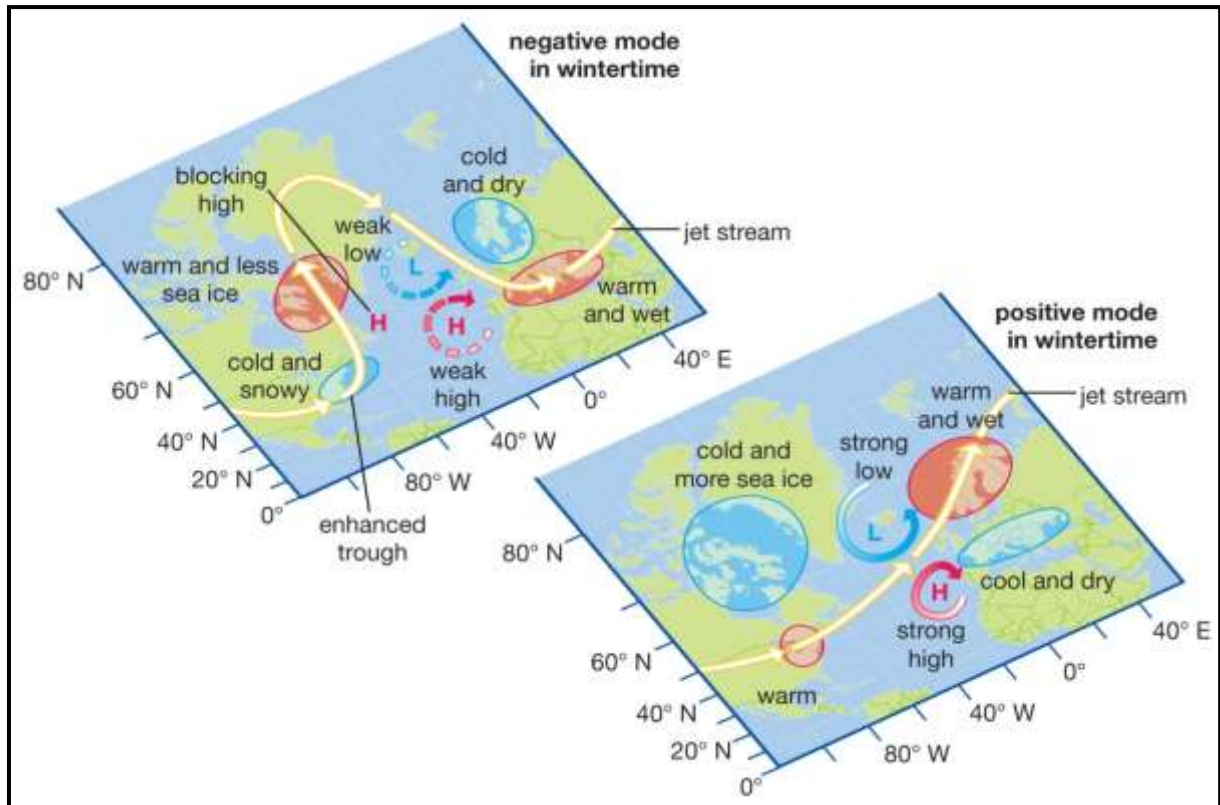


Figure 14. Modes de flux et trajectoires des courants de NAO

(Source : <https://cdn.britannica.com/16/149416-050-536EE6A9/path-jet-stream-modes-North-Atlantic-Oscillation.jpg>)

b. Indice de SOI

L'indice d'oscillation australe est une mesure des fluctuations à grande échelle de la pression atmosphérique entre l'océan Pacifique tropical occidental et oriental. Il est calculé par différence de pression atmosphérique entre Tahiti et Darwin (Australie). La phase négative du SOI est observée lorsqu'une pression au-dessous de la normale règne à Tahiti et une pression au-dessus de la normale à Darwin. Il est révélé un lien étroit entre les phases du SOI et les événements d'El Niño et La Niña. La phase négative du SOI coïncide avec les épisodes El Niño qui se manifestent par des températures anormalement chaudes sur le Pacifique tropical oriental. Tandis que, sa phase positive coïncide avec La Niña où les températures seront anormalement froides. Les épisodes d'El Niño conduit à des sécheresses dans certaines

régions (l'Est de l'Amérique du nord, la région Méditerranéenne) et simultanément des fortes précipitations et des inondations sur d'autres régions (le Sud des États-Unis et le Nord du Mexique), ainsi que des conditions plus chaudes sur l'Ouest de l'Amérique du Nord. Ceci montre que les épisodes d'El Niño sont générateurs des événements extrêmes (sécheresse, inondations). A cet effet, tout changement dans la fréquence ou de la nature de ses épisodes, affectera simultanément les extrêmes climatiques sur plusieurs régions du monde (Alpert et al., 2006; Brönnimann, 2007; Seneviratne et al., 2012).

c. Indice WEMO

L'oscillation Méditerranéenne occidentale a été proposée afin d'identifier une téléconnexion régionale synoptique du bassin Méditerranéen occidental et ses environs. L'indice WEMO est calculé par différence de pression atmosphérique sur Padua (Nord d'Italie) influencée par l'anticyclone de l'Europe centrale, et le golfe de Cadix (San Fernando) au Sud de l'Espagne soumis à l'influence de l'anticyclone des Açores. Sa série couvre une période continue de 1821 jusqu'à 2019. Cet indice est défini comme un outil pour prédire les pluies torrentielles notamment celles de l'automne. La phase positive de WEMO correspond à l'anticyclone sur les Açores dominée par des vents soufflant d'Ouest (secs et chauds) ou Nord-Ouest (secs et frais). La phase négative se manifeste avec l'anticyclone de l'Europe centrale, où des flux d'air humides sont chargés d'humidité en traversant la mer Méditerranée, ceci entraîne une hausse des précipitations qui peuvent devenir torrentielles dans cette région (Martin-Vide & Lopez-Bustins., 2006; Lopez-Bustins et al., 2017 ; Redolat et al., 2019).

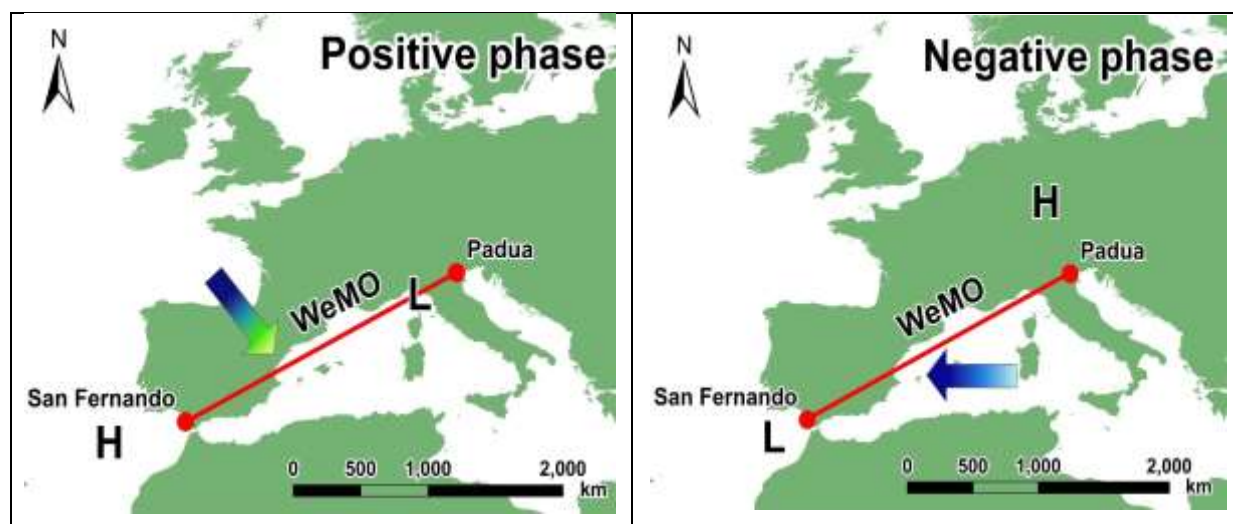


Figure 15. Phases de WeMO (Source : Lopez-Bustins et al., 2017)

d. Indice d'AMO

Cet indice s'intéresse directement à la température (SST : Sea Surface Temperature) de l'eau de la mer à la différence de ceux déjà présentés qui sont définis à l'aide de la différence de pression atmosphérique. L'AMO est une oscillation de fluctuation des tendances de SST dans l'Océan Atlantique Nord (Enfield et al., 2001). L'indice AMO est défini comme étant la moyenne mobile sur 10 ans des anomalies détendues de la SST de l'Océan Atlantique Nord. Durant sa phase chaude, l'AMO est associé aux étés chauds et très secs sur les régions Sud et Sud-Est de l'Amérique du nord (Trenberth & Shea, 2006; Nigam et al., 2011), des effets opposés s'enregistrent durant sa phase froide. Tandis que, la phase chaude de l'AMO affecte une augmentation des précipitations durant la saison des pluies, ainsi que des conditions de sécheresses pendant sa phase froide (Martin & Thorncroft, 2014; O'Reilly et al., 2017).

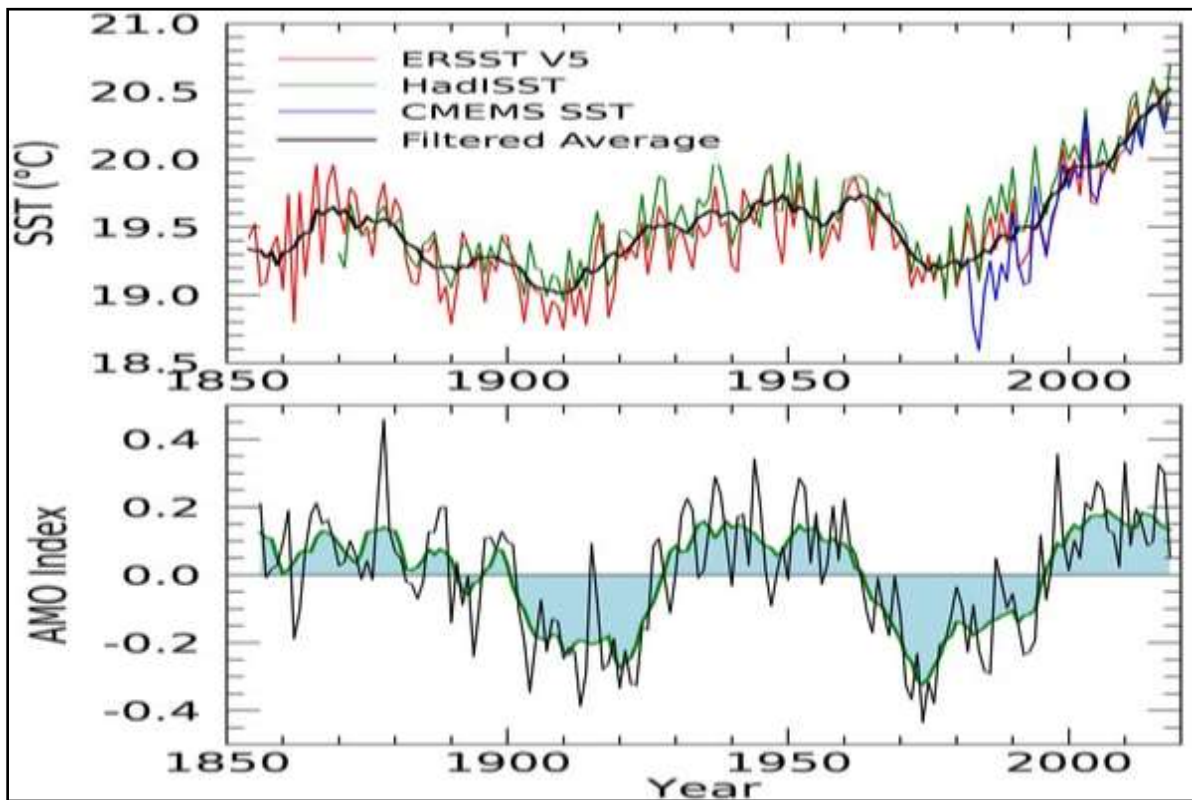


Figure 16. Fluctuation annuelle des SST et l'évolution des anomalies de l'AMO (Source : Pisano et al., 2020)

3.1.3.2. Analyse de corrélation canonique

La méthode de l'analyse de corrélation canonique (ACC) a été appliquée afin de déceler la connexion entre les ICE et les indices GOA, ainsi que pour explorer l'influence de ces derniers sur la variabilité des ICE. Cette méthode présente une analogie avec l'analyse par composante principale et avec la régression linéaire multiple. Son utilisation vient pour

décrire la relation entre deux groupes de variables indépendantes que représentent les indices GOA et les variables dépendantes représentées par les ICE. La définition de ces groupes de variables permet d'établir de nouveaux axes canoniques impliqués pour tester la corrélation entre les variables étudiées. L'ACC est une analyse multivariée (Von Storch & Zwiers, 1999) couramment utilisée dans les analyses de téléconnexion entre les variables climatiques et les oscillations atmosphériques (Woolf et al., 2002; Meddi et al., 2010; Díaz & Villegas, 2016; Chen et al., 2016; Assani & Guerfi, 2017; Zeroual et al., 2017; Tukimat et al., 2019; Bowo & Ruchjana, 2020). Les coefficients canoniques calculés servent à détecter la grandeur de la connexion entre les variables introduites, où la fiabilité des prédicteurs est évaluée sur la base du pourcentage de la variance explicative qui est la moyenne de la somme des carrés des valeurs des coefficients de structure.

a. Principe et définition de l'ACC

Hotelling (1936) propose l'ACC pour étudier la relation entre deux ensembles de variables définis par les matrices $X_{n \times p}$ pour le premier et $Y_{n \times q}$ pour le second ; avec n comme le nombre identique de lignes pour chaque matrice ; p et q sont le nombre de colonnes pour X et Y respectivement. Les observations (i) représentent les lignes où chacune est représentée par un vecteur séparé en deux :

$$X_i = [x_{i1}, \dots, x_{ip}]^T \text{ et } y_i = [y_{i1}, \dots, y_{iq}]^T, (i = 1, \dots, n) \quad (1)$$

Les deux matrices de données sont :

$$X_{n \times p} = [x^1 \dots x^k \dots x^p] \text{ et } Y_{n \times q} = [y^1 \dots y^l \dots y^q] \quad (2)$$

Où x^k (respectivement y^l) est le vecteur de composante x_{ik} (respectivement y_{il}), ($1 \leq i \leq n$). Les variables des deux groupes x^k et y^l représentées par des vecteurs de R^n , sont supposées centrées (Bellanger et al., 2006).

L'analyse canonique (AC) ainsi définie génère une suite de p couples de variables (U_s, V_s) , $s = 1, \dots, p$. Les variables U_s et V_s sont appelées les variables canoniques ; leurs corrélations successives, notées ρ_1, \dots, ρ_p , sont appelées les corrélations canoniques. Les vecteurs a^s et b^s correspondant aux valeurs propres rangées par ordre décroissant $\lambda_1^2 \geq \dots \geq \lambda_p^2$, sont appelés facteurs canoniques. Il y a lieu de noter que $A = [a^1 \ a^2 \ \dots \ a^p]$ et $B = [b^1 \ b^2 \ \dots \ b^p]$ les matrices constituées en colonnes des facteurs canoniques. La corrélation canonique est définie entre $U^s = X a^s$ et $V^s = Y b^s$ est la racine carrée de la s -ième valeur propre : $\rho_s = \sqrt{\lambda_s^2}$, pour $s = 1, \dots, p$ (González, 2007).

Remarque : Il est utile de préciser que l'approche de l'ACC est purement algébrique dont plusieurs formulations sont adoptées par différents auteurs, d'où leur énumération s'éloigne de l'objectif du travail présenté.

b. Application pratique

Dans l'application pratique de l'ACC, la procédure est la suivante :

- Calcul de la matrice des corrélations entre les variables à analyser ;
- Extraire de la matrice des corrélations des matrices recherchées ;
- Calcul des facteurs canoniques ;
- En dernier les composantes canoniques seront calculées.

c. Interprétation des variables canoniques

Afin de répondre à l'objectif principal de l'ACC, qui est d'identifier la relation entre deux groupes de variables, les étapes suivantes présentent une utilité importante, à savoir :

- Les corrélations entre les variables initiales et les variables canoniques sont calculées, où les coefficients les plus forts qui donnent un sens aux variables ;
- Un graphique comme en analyse en composante principale sert à repérer des proximités entre les variables

3.2. Analyse fréquentielle des extrêmes hydrologiques (crue)

L'analyse fréquentielle (AF) est une méthode classique dans l'étude des extrêmes en hydrologie. Elle a pour objectif d'estimer le risque d'un événement extrême pour une période de retour donnée. Cependant, dans l'AF, deux méthodes principales sont adoptées dans la sélection des données à traiter, à savoir: le maximum annuel (Annual Maximum - AM) et la méthode du pic au-dessus du seuil (Peak Over Threshold - POT). Dans ce travail de recherche, la méthode de l'AM est utilisée pour l'étude des crues dans le bassin hydrographique de l'Algérois ainsi que d'autres bassins du Nord de l'Algérie pour renforcer les résultats obtenus. En effet, ces bassins sont tous menacés par des inondations récurrentes. Cette méthode consiste à sélectionner un seul événement maximal par an. Son choix est justifié par son efficacité du point de vue statistique par rapport à la POT (Cunnane, 1989) ainsi que pour les hypothèses hydrologiques qui sont plus simples que pour la POT (Lang et al. 1999). La méthode AMF (Annual Maximum Flood) est couramment utilisée dans divers travaux à travers le monde (Chebana et al., 2009; Villarini et al., 2011; Lam et al. 2016; Romali & Yusop, 2017; Barth et al., 2017; Wu et al., 2018), et en Algérie (Benameur et al., 2017). Les étapes complètes de l'AF des crues sont présentées dans ce qui suit.

3.2.1. Extraction des variables de crue

La crue est un évènement hydrologique complexe dépendant de plusieurs variables qui caractérisent sa définition. Trois variables sont évoquées dans la description des crues, à savoir ; sa durée, son volume et son débit de pointe. En effet, la sélection des caractéristiques de crues est l'étape la plus importante de ce travail car tous les résultats ultérieurs dépendent de la disponibilité et de la qualité des données d'entrée. La méthode appliquée pour estimer les caractéristiques des crues est basée sur les valeurs de débit moyen journalier (q) pour construire l'hydrogramme annuel (Figure 14). Ce dernier est tracé par rapport à l'année hydrologique commençant le 1^{er} septembre de l'année (i) et se terminant le 31 août de l'année ($i+1$) (Figure 15). Par la suite, les caractéristiques sont extraites. Le débit de pointe (Q_p) correspond au q le plus élevé de l'année.

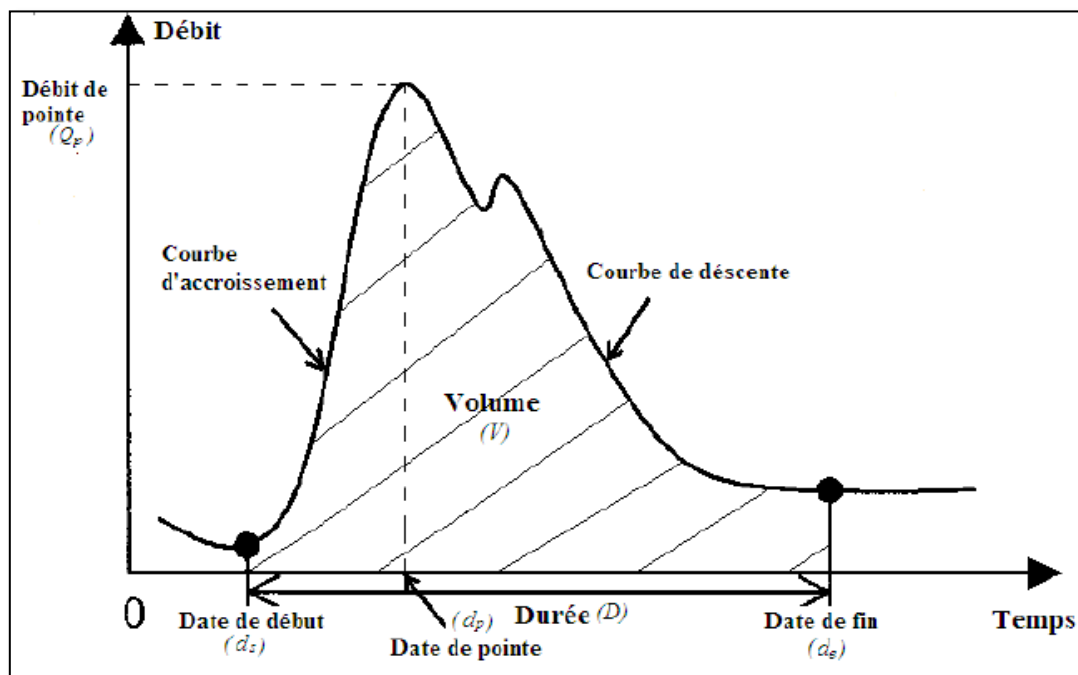


Figure 17. Schéma des caractéristiques d'un hydrogramme (Source : Ben Aissia, 2009).

La méthode de l'indice de débit de base (Base Flow Index) (Yang et al., 2019) a été utilisée pour séparer le débit de base et le débit de crue (Figure 15). Selon cette méthode, la date de début (d_s) de la crue coïncide avec la remontée de l'hydrogramme annuel. La date de fin (d_e) fait référence à la courbe de récession et le retour au régime de faible débit (Figure 14). Ces dates sont déterminées en ajustant les pentes avec une approximation linéaire de l'hydrogramme annuel (Ben Aissia et al., 2011). La durée (D) de crue est le nombre de jours entre d_s et d_e . Tandis que le volume (V), il est calculé en additionnant les valeurs de débit

journalier enregistré pendant la durée de la crue. En effet, chaque évènement sélectionné d'après l'hydrogramme annuel permet de définir trois variables (D, V, Qp). Une fois extraites, les séries ont subi une vérification année par année pour chaque station analysée.

Cette méthode d'extraction de variables de crue est déjà appliquée dans des études similaires, en Amérique du Nord par Karmakar & Simonovic (2007); Ben Aissia (2009); Jeong et al. (2013); en Slovaquie par Bačová Mitková & Halmová (2014); en Inde par Singh et al. (2015); ainsi qu'en Tunisie dans l'analyse de sécheresse par Hamdi et al. (2016).

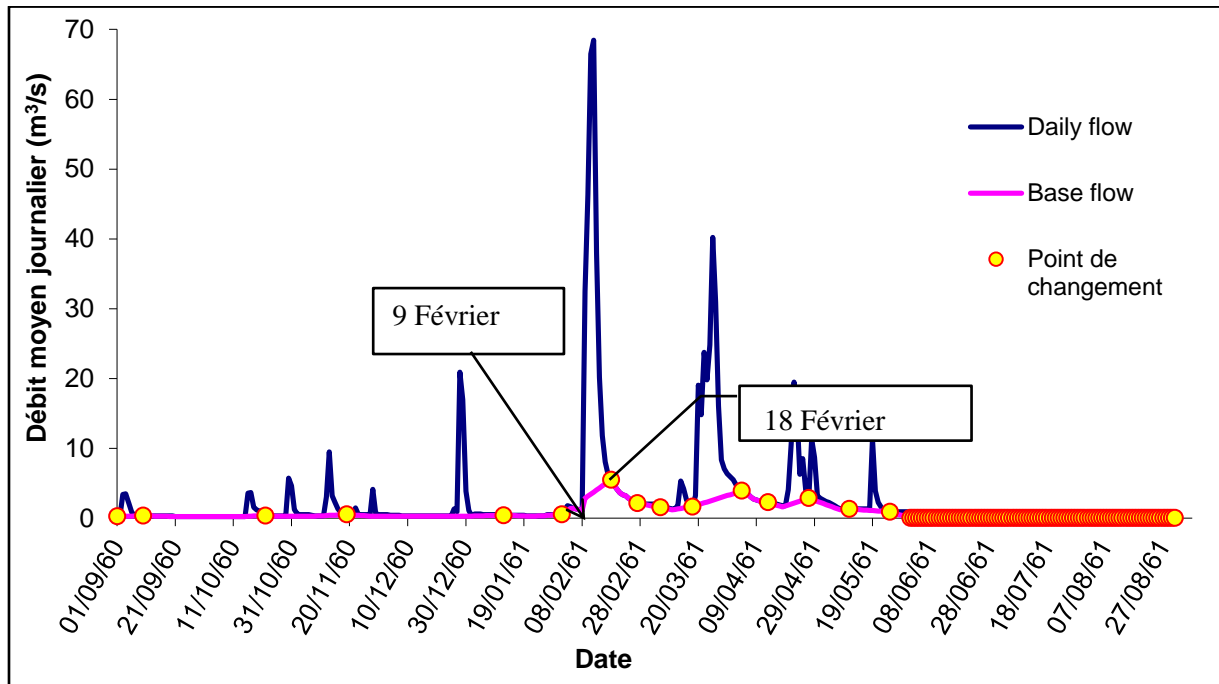


Figure 18. Exemple de l'extraction des caractéristiques de crue

3.2.2. Analyse fréquentielle univariée

En première étape dans cette étude une AF univariée a été réalisée sur les séries de variables extraites. Cette analyse a pour but de sélectionner la meilleure distribution statistique pour chaque variable. Stedinger (2017) décrit tous les aspects d'une AF.

3.2.2.1. Statistique descriptive des variables de crue

Une analyse statistique descriptive est effectuée sur chacune des trois variables (D, V, Qp); en déterminant les principales caractéristiques statistiques, telles que la moyenne, l'écart type, le coefficient de variation (Cv), coefficient d'asymétrie (Cs) et le coefficient d'aplatissement (Ck). Ensuite, une analyse de corrélation entre les variables est faite en calculant le coefficient de corrélation de Pearson. Ceci sert à identifier la corrélation possible entre les variables de

crue, où trois couples sont analysés à savoir : (D, V); (D, Qp) et (Qp, V). Le test t est considéré pour vérifier la signification de cette corrélation.

3.2.2.2. Détection des valeurs aberrantes

En outre, la détection des valeurs aberrantes est une procédure considérablement importante pour la détermination des distributions adéquates aux variables analysées. Une valeur aberrante est définie comme étant une observation qui n'est pas conforme au modèle établi par d'autres observations (Hunt et al., 1981). Le test de Rosner est utilisé pour détecter les valeurs aberrantes univariées dans les séries de variables de crue. La méthode de Rosner (1983) suppose que la structure principale des données provient d'une distribution normale. Cette approche est conçue pour éviter de masquer une valeur aberrante par une autre (in Gilbert, 1987). Le test de Rosner permet de détecter les valeurs aberrantes dans les deux queues de la distribution (min et max), avec un nombre d'itérations qui peut aller jusqu'à 10.

$$T_1 = \frac{\max |X_i - \bar{X}|}{\hat{\sigma}} \quad (3)$$

Où \bar{X} et $\hat{\sigma}$ sont la moyenne et l'écart type de l'ensemble de l'échantillon. L'observation correspondant à $\max |X_i - \bar{X}|$ est supprimée et T_2 est calculée à partir de l'échantillon restant. Ces étapes sont répétées jusqu'à ce que T_k soit calculée, pour certains nombre d'itérations k.

3.2.2.3. Tester les hypothèses de base

Avant d'entamer toute AF, le test des hypothèses de base sur les variables hydrologiques doit être vérifié. Pour cela et dans le cadre univarié, les tests de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975), Wald & Wolfowitz (1943) et Wilcoxon sont respectivement sélectionnés pour tester la stationnarité, l'indépendance et l'homogénéité sur les séries de D, V et Qp. Rao & Hamed (2000) donne une présentation détaillée ainsi que l'expression de ces tests. Il s'agit des tests non-paramétriques couramment utilisée dans l'AF univariée (Bobée & Ashkar, 1991; Yue et al., 2002; Kundzewicz et al., 2005; Khaliq et al., 2009).

a. Stationnarité

En hydrologie statistique, la série stationnaire est dite pour une série qui ne présente aucun changement significatif au fil du temps. Deux types de tests sont utilisés à savoir : le test de Mann-Kendall et le test de stationnarité de Spearman. Pour cela, deux hypothèses sont à vérifier, à savoir :

H_0 : Il n'y a pas de tendance dans l'ensemble de données

H_1 : Il y a une tendance dans l'ensemble de données.

Si H_0 est acceptée au seuil de signification de 5%, la série est dite stationnaire.

L'expression de la statistique de test Mann Kendall est :

$$K = \sum_{i=1}^{n-1} \left[\sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(R_j - R_i) \right] \quad (4)$$

Avec R est le rang relatif aux n valeurs de la série temporelle.

Pour le test de Spearman sa statistique est donnée par :

$$S = S_{xy} / \sqrt{(S_x \cdot S_y)} \quad (5)$$

$$\text{Où } \begin{cases} S_x = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \\ S_y = \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \\ S_{xy} = \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}) \cdot (y_i - \bar{y}) \end{cases}$$

Et x_i et y_i correspondent respectivement à la série temporelle et les données traitées, \bar{x} et \bar{y} réfèrent aux rangs des données brutes.

b. Indépendance

Le caractère aléatoire ou non aléatoire dans une série chronologique doit être toujours testé lors de l'AF. Le test Wald-Wolfowitz est utilisé pour vérifier l'hypothèse que les observations de la série chronologique sont indépendantes. Deux hypothèses sont testées, à savoir :

H_0 : Les observations sont mutuellement indépendantes

H_1 : Les observations sont mutuellement dépendantes

$$R = \sum_{i=1}^{n-1} x_i x_{i+1} + x_1 x_n \quad (6)$$

Avec

$$E(R) = \frac{s_1^2 - s_2}{n - 1} \quad (7)$$

La variance est :

$$V(R) = \frac{s_2^2 - s_4}{n-1} - E(R)^2 + \frac{s_1^4 - 4s_1^2 S_2 + 4s_1 s_3 + s_2^2 - 2s_4}{(n-1)(n-2)} \quad (8)$$

Avec :

$$S_t = \sum_{i=1}^n x_i^t, \quad t = 1, 2, 3, 4. \quad (9)$$

Pour $n > 10$, la statistique du test est :

$$Z = \frac{R - E(R)}{\sqrt{V(R)}} \quad (10)$$

c. Homogénéité

Le test de Wilcoxon est utilisé pour tester l'homogénéité des séries de variables hydrologiques traitées. Ce test non paramétrique permet de vérifier l'hypothèse que les deux groupes préalablement séparées autour d'une année présentent la même distribution. La statistique du test est donnée par :

$$W = \sum_{i=1}^n Z_i R_i = \frac{n(n+1)}{2} \quad (11)$$

Où R_i détermine le rang par ordre ascendant des valeurs absolues avec $i = 1, 2, \dots, n$.

Z_i est un indicateur de la variable avec $Z_i = 0$ si $X_i - m_0$ est négative et $Z_i = 1$ si $X_i - m_0$ est positive ; m_0 : médiane.

Deux hypothèses sont testées à savoir :

H_0 : Les valeurs attendues sont les mêmes $m = m_0$.

H_1 : Les valeurs attendues sont différentes : $m > m_0$ ou $m < m_0$ ou $m \neq m_0$.

3.2.2.4. Ajustement des variables hydrologiques

L'étape la plus critique dans l'AF est la sélection de la distribution de fréquence appropriée afin de donner une fiabilité au risque estimé. L'identification de la distribution de probabilité ajustée permet de prédire la probabilité de dépassement pour une grandeur spécifiée (quantile) ou la magnitude associée à une probabilité de dépassement spécifique.

a. Distribution et méthode d'estimation

Une multitude de distributions est utilisée en hydrologie. Ces distributions dépendent du type de données ou des variables impliquées (Singh & Zhang, 2017). Une présentation d'un grand nombre de types de distribution univariée, ainsi que les grandes familles de distribution (Pearson, Halphen) feront l'objet d'un chapitre détaillant toutes leurs caractéristiques proposé par Singh & Zhang (2017). Dans notre travail, un certain nombre de distributions couramment utilisées en hydrologie ont été considérées, y compris : Exponentiel, Gamma, GEV, Gumbel, Inverse Gamma, Log-Normal 2, Log-Normal 3, Log-Pearson, Normal, Pearson, Weibull, Generalized Logistic. Le tableau 6 présente leurs fonctions de densité de probabilité (FDP) ainsi que leurs paramètres. En effet, leurs paramètres sont estimés par trois méthodes, telles que la méthode de maximum de vraisemblance (ML) (p.ex. : NERC, 1975; Clarke, 1994), méthode des moments (MM) (Chebana et al., 2010) et la méthode des L-moments (LM) (Hosking, 1990). Rao & Hamed (2000) illustre ces méthodes pour chacune des distributions utilisées.

Tableau 5. Fonctions de la densité de probabilité (FDP) des distributions utilisées

Distrib ution	FDP	Paramè tres	
Expone ntiel	$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\frac{(x-\mu)}{\alpha}}$	$x \geq \mu$ $\mu \in \mathbb{R}$	$\alpha > 0$
Gamma	$f(x) = \frac{\alpha}{\Gamma(\lambda)} e^{-\alpha x} (\alpha x)^{\lambda-1}$	$x > 0$	$\alpha > 0$ $\lambda > 0$
GEV	$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\left(1 - \frac{x-\mu}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}} \left(1 - \frac{x-\mu}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}-1}$	$x > \mu + \frac{\alpha}{k}$ si $k > 0$ $x < \mu + \frac{\alpha}{k}$ si $k < 0$	$\alpha > 0$ $k \neq 0$ $\mu \in \mathbb{R}$
Gumbel	$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\left(\frac{x-\mu}{\alpha}\right) - e^{-\left(\frac{x-\mu}{\alpha}\right)}}$	$x \in \mathbb{R}$	$\alpha > 0$ $\mu \in \mathbb{R}$
Inverse Gamma	$f(x) = \frac{1}{x^2} \frac{\alpha}{\Gamma(\lambda)} e^{-\frac{\alpha}{x}} \left(\frac{\alpha}{x}\right)^{\lambda-1}$	$x > 0$	$\alpha > 0$ $\lambda > 0$
Log- Normal 2	$f(x) = \frac{1}{x\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln x - \mu)^2}{2\sigma^2}\right)$	$x > 0$	$\mu \in \mathbb{R}$
Log- Normal 3	$f(x) = \frac{1}{(x-m)\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(\ln(x-m) - \mu)^2}{2\sigma^2}\right)$	$x > m$	$\alpha, \mu \in \mathbb{R}$
Log- Pearson	$f(x) = \frac{ \alpha \log_a e}{x\Gamma(\beta)} [\alpha(\log_a x - \lambda)]^{\beta-1} e^{-a(\log_a x - \lambda)}$	$x > 0$ $x > e^{\lambda/\log_a e}$ si $\alpha > 0$ $x < e^{\lambda/\log_a e}$ si $\alpha < 0$	$\beta, \lambda > 0$
Normal	$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma^2}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}}$	$x \in \mathbb{R}$	$\sigma > 0$ $\mu \in \mathbb{R}$
Pearson	$f(x) = \frac{\alpha^\beta}{\Gamma(\beta)} (x-\gamma)^{\beta-1} e^{-\alpha(x-\gamma)}$	$x > \gamma$	$\beta, \gamma > 0$
Weibull	$f(x) = \frac{k}{\alpha} \left(\frac{x}{\alpha}\right)^{k-1} e^{-x/\alpha}$	$x > 0$	$\alpha > 0$ $k > 0$
Generali zed Logistic	$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - k\left(\frac{x-u}{\alpha}\right)\right]^{\frac{1}{k}-1} \left[1 + \left\{1 - k\left(\frac{x-u}{\alpha}\right)\right\}^{1/k}\right]^{-2}$	$x \leq u + \frac{\alpha}{k}$ si $k > 0$ $x \geq u + \frac{\alpha}{k}$ si $k < 0$	$\alpha > 0$ $u, k \in \mathbb{R}$

b. Test d'adéquation

Pour vérifier si les distributions sélectionnées s'ajustent avec les données analysées, le test d'ajustement de Pearson (Chi-deux) a été proposé. Ce test est adopté dans plusieurs études d'AF (Benkhaled et al., 2014; Benameur et al., 2017). Dans ce test, les données sont divisées en k intervalle de classes. L'équation (3) de la statistique χ^2 est distribuée asymptotiquement sous forme de Chi-deux avec degrés de liberté k-1 (Rao & Hamed, 2000).

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^k \frac{(O_j - E_j)^2}{E_j} \quad (12)$$

c. Comparaison des distributions

Afin de sélectionner la distribution la plus appropriée pour chaque variable, les distributions acceptées par le test Chi-deux vont faire l'objet d'une comparaison basée sur le critère d'information d'Akaike (AIC) (Akaike, 1974) et le critère d'information bayésienne (BIC) (Schwarz, 1978). L'AIC a été proposé par Turkman (1985) pour le choix de la distribution la plus adéquate.

$$AIC = N \log(MSE) + 2(\text{nombre des paramètres ajustés}) \quad (13)$$

Où

$$MSE = E (x_c - x_o)^2 = \left\{ \frac{1}{N - k} \sum_{i=1}^N [x_c(i) - x_o(i)]^2 \right\} \quad (14)$$

Où $E (*)$ est l'espérance de $(*)$; $x_c(i)$ et $x_o(i)$ désignent respectivement les i èmes valeurs calculées et observées; k est le nombre de paramètres utilisés pour obtenir la valeur calculée; et N est le nombre d'observations.

$$BIC = k \log(N) - 2 \log(L(\theta)) \quad (15)$$

Ici N est le nombre d'observations; k est le nombre de paramètres de modèle sélectionné, et θ est l'ensemble de tous les paramètres.

Les valeurs minimales des critères AIC ou BIC identifient la meilleure distribution d'ajustement (Rao & Hamed, 2000).

3.2.2.5. Estimation de risque de crue

Une fois la distribution la plus appropriée est sélectionnée, l'estimation du risque de crue est déterminée à partir des quantiles de variables analysées. Ces quantiles sont calculés pour des périodes de retour sélectionnées préalablement, à savoir : 2, 5, 10, 20, 50 et 100 ans. Par définition, la période de retour T est la moyenne des temps inter-événements entre événement hydrologiques sur une longue période (Rao & Hamed, 2000). Par conséquent, pour un événement extrême donné, l'ampleur d'une crue est évaluée par l'équation suivante :

$$T = \frac{1}{1 - p} = \frac{1}{1 - F(x)} = \frac{1}{1 - P(X \leq x)} \quad (16)$$

Où F est la fonction de distribution cumulative de la distribution choisie comme la plus adéquate. Autrement, à partir d'une période de retour T sélectionné, il est possible d'obtenir l'événement associé x qui représente le quantile de F de niveau p .

3.2.3. Analyse fréquentielle multivariée

Dans la dernière étape, une AFM (multivariée) est effectuée dans le but d'avoir une meilleure estimation du risque de crue dans un contexte multivarié qui répond au caractère complexe de cet évènement extrême. Ceci est basé sur le principe d'identifier la relation et la structure de dépendance entre les différentes caractéristiques de crue à travers les paires (D, V), (D, Qp) et (Qp, V). Les approches suivantes ont été faites en évoquant toutes les étapes d'une AFM complète.

3.2.3.1. Détection des valeurs aberrantes multivariées

L'identification des valeurs aberrantes est une étape statistique importante en AFM, si cette étape est ignorée, elle peut conduire à des résultats incorrects et donc à des décisions inappropriées (Chebana & Duong, 2013). En effet, les valeurs aberrantes multivariées peuvent avoir des impacts négatifs sur le choix de la distribution appropriée ainsi que sur l'estimation des paramètres associés (Chebana, 2012). La détection des valeurs aberrantes multivariées est effectuée à l'aide de tests basés sur les fonctions de profondeur (Chebana & Ouarda, 2011a; Chebana et al., 2017). Les fonctions de profondeurs interviennent pour enlever un problème statistique, qui est ordonné des données en dimension supérieure à 1 (Wazneh, 2015). C'est une notion statistique qui vise à ordonner un échantillon multivarié (Chebana & Ouarda, 2011a). Si F est une distribution sur \mathbb{R}^d ($d \geq 1$), alors une fonction de profondeur par rapport à la distribution F est une fonction $D_F: \mathbb{R}^d \rightarrow \mathbb{R}$ qui a tendance à prendre de grandes valeurs si son argument est près du centre de la distribution et à prendre de petites valeurs (Tukey, 1975 in Wazneh, 2015). Dans ce travail, trois fonctions de profondeur sont considérées pour détecter les valeurs aberrantes multivariées : Mahalanobis, Spatial et Tukey. Mahalanobis :

$$O_{MD}(x, F) = \frac{d_{A(F)}^2(x, \mu(F))}{\left(1 + d_{A(F)}^2(x, \mu(F))\right)} \quad (17)$$

Où $d_{A(F)}^2$ est la distance de Mahalanobis $d_{A(F)}^2 = (x - y)' A^{-1} (x - y)$; $x, y \in \mathbb{R}^d$ sont des vecteurs, $A(F)$ est une matrice semi-définie positive et $\mu(F)$ est une mesure de localisation.

- Spatial

$$O_s(x, F) = \|E(\text{Sign}(x - X))\| \quad (18)$$

Où $\text{Sign}(\cdot)$ est la fonction de signe $\text{sign}(x) = 1$ si $x > 0$; $= 0$ si $x = 0$; $= -1$ si $x < 0$.

- Tukey

$$O_{HD}(x, F) = 1 - 2HD(x, F) \quad (19)$$

Où $HD(x, F)$ est la fonction de profondeur Tukey (demi-espace).

3.2.3.2. Tests des hypothèses en multivarié

Dans le contexte multivarié de l'AF, il est primordialement conseiller de tester les hypothèses de base avant d'entamer tout ajustement ou estimation de risque de l'extrême hydrologique. En effet, des versions multivariées des tests de Mann-Kendall et Spearman sont appliquées pour vérifier la tendance multivariée sur les paires de crues (Chebana & Duong, 2013). Chebana et al (2013) donnent plus de détails sur les tests de tendance en multivariée ainsi que sur leurs expressions. Pour les deux tests Mann-Kendall et Spearman, les tests multivariés suivants ont été appliqués au seuil de signification de 5% : statistique du test d'inversion de covariance (CIT), statistique du test de somme de covariance (CST) et statistique de test des valeurs propres de covariance (CET). Test de Carmer, test-M, test Wilcox et Zhang test ont été sélectionnés pour vérifier l'homogénéité pour des séries multivariées. En outre, le test basé sur une copule multivariée a été utilisé pour l'indépendance sérielle à un niveau de signification de 5% (Genest & Remillard, 2004).

3.2.3.3. Modélisation

La structure de dépendance entre deux ou plusieurs variables hydrologiques est décrite en utilisant une copule. Selon le théorème de Sklar (1959), une distribution joint F est composée de distributions marginales univariées ainsi que la fonction de copule. Le concept de la copule consiste à joindre deux distributions marginales différentes dans une distribution multivariée commune. Ceci est relativement impossible de le réaliser en univariée notamment quand il s'agit de distributions différentes. Pour cela, l'introduction de la copule dans l'AF vise à dépasser les limites confrontées dans l'AF univariée. Aussi, le type des événements extrêmes en hydrologie est de nature complexe multivariée, et qui impose un traitement multivarié. La notion de copule est introduite par Sklar (1959) pour décomposer une fonction H de distribution d -dimensionnelle en fonctions de distribution marginales F_1, \dots, F_d et la copule C décrivant la dépendance de la distribution. La notion de la copule est aussi utilisée pour une fonction cumulative conjointe avec des marges uniformes univariées. Etant donné un vecteur aléatoire $X = (X_1, \dots, X_d)$ avec la fonction H de distribution conjointe et les fonctions cumulative marginale F_1, \dots, F_d , où pour tous $X_1, \dots, X_d \in \mathbb{R}$ une copule est définie (Sklar, 1959).

$$Pr(X_1 x_1, \dots, X_d x_d) = H(x_1, \dots, x_d) = C\{F_1(x_1), \dots, F_d(x_d)\} \quad (20)$$

Dans notre travail de l'AFM des crues, cinq copules de la famille des Archimédiens ont été considérées à savoir : Ali-Mikhail-Haq, Clayton, Frank, Gumbel et Joe (Zhang & Singh, 2006; Genest & Chebana, 2017). Ces dernières sont très sollicitées dans l'AF en hydrologie. Le tableau 7 illustre l'expression mathématique des copules utilisées.

Tableau 7. Fonctions des copules utilisées

Copule	Fonction	Paramètres
Ali-Mikhail-Haq	$C(u, v) = \frac{uv}{1 - \theta(1-u)(1-v)}$	$0 < u, v < 1$ $-1 \leq \theta \leq 1$
Clayton	$C(u, v) = [\max\{u^{-\theta} + v^{-\theta} - 1; 0\}]^{-1/\theta}$	$0 < u, v < 1$ $\theta \geq -1$ $\theta \neq 0$
Frank	$C(u, v) = -\frac{1}{\theta} \log \left[1 + \frac{(e^{-\theta u} - 1)(e^{-\theta v} - 1)}{e^{-\theta} - 1} \right]$	$0 < u, v < 1$ $\theta \neq 0$
Gumbel	$C(u, v) = \exp \left[- \left((\log(u))^\theta + (-\log(v))^\theta \right)^{1/\theta} \right]$	$0 < u, v < 1$ $\theta \geq 1$
Joe	$C(u, v) = 1 - \left[(1-u)^\theta + (1-v)^\theta - (1-u)^\theta(1-v)^\theta \right]^{1/\theta}$	$0 < u, v < 1$ $\theta \geq 1$

La modélisation en multivariée a été conduite en deux étapes ; la première consiste à sélectionner la distribution marginale univariée la plus appropriée pour chacune des variables étudiées. La deuxième est l'estimation de paramètre de la copule à partir de la copule sélectionnée. La méthode de pseudo-vraisemblance maximale est utilisée pour estimer ce paramètre (Kim et al., 2007; Kojadinovic & Yan, 2010). Afin d'évaluer la qualité de l'ajustement multivarié, deux tests ont été utilisés. Le test statistique générale S_n basé sur la copule empirique, et le test T_n conçu pour les copules Archimédiennes. En outre, les p-valeurs correspondantes sont évaluées à l'aide de technique d'échantillonnage. Leurs expressions sont illustrées par Genest & Chebana (2017). Les critères AIC et BIC ont été impliqués afin de sélectionner la copule la plus appropriée pour les paires de variables analysées (Genest & Chebana, 2017).

3.2.3.4. Evaluation de risque

Une fois que la distribution conjointe est définie, elle sera utilisée pour le calcul des périodes de retour multivariées et les quantiles multivariés. En effet, le choix des périodes de retour multivariées est tributaire de l'objectif recherché (dimensionnement des structures hydrauliques). Etant donné qu'un événement de crue peut avoir différentes combinaisons d'occurrence de variables de crue (Q_p , V et D) et vice versa (Chebana & Ouarda, 2011b). Ceci met en évidence l'ambiguïté confrontée dans la sélection de la période de retour conjointe (Corbella & Stretch, 2012). A titre d'exemple, pour un événement donné dans lequel x ou y ou les deux sont dépassés ($X > x$ ou $Y > y$) (Vittal et al., 2015). Les problèmes

de sélection de la période de retour multivariée ont été discutés par plusieurs auteurs (Chebana & Ouarda, 2011b; Salvadori et al., 2011; Gräler et al., 2013; Requena et al., 2013; Salvadori et al., 2013). Genest & Chebana (2017) propose la définition suivante:

$$T = \frac{1}{p} = \frac{1}{\Pr(\Pi)} \quad (21)$$

Où l'événement Π peut avoir les formes suivantes :

- $\Pi_1 = (X_1 \geq x_1 \cap X_2 \geq x_2)$; $\Pi_2 = (X_1 \geq x_1 \cup X_2 \geq x_2)$
- $\Pi_3 = (X_1 \leq x_1 \cap X_2 \leq x_2)$; $\Pi_4 = (X_1 \geq x_1 \mid X_2 \geq x_2)$
- $\Pi_5 = (X_1 \geq x_1 \mid X_2 \leq x_2)$

Dans le contexte multivarié, les quantiles sont représentés comme des courbes de lignes de contour. Afin de décrire un événement donné pour une période de retour choisie. En AFM, quatre événements sont caractérisés par quatre courbes de quantiles tels que : le dépassement simultané $\{X \geq x, Y \geq y\}$, le dépassement-non-dépassement $\{X \geq x, Y \leq y\}$, le non-dépassement-dépassement $\{X \leq x, Y \geq y\}$ et le non-dépassement simultané $\{X \leq x, Y \leq y\}$ où les variables X et Y représentent les caractéristiques d'un phénomène hydrologique. Par conséquent, le dépassement simultané $\{X \geq x, Y \geq y\}$ et le non-dépassement simultané $\{X \leq x, Y \leq y\}$ seraient intéressants pour l'étude du phénomène hydrologique, où l'événement $\{X \geq x, Y \geq y\}$ est le plus important dans l'étude des crues (Chebana & Ouarda 2011b).

3.3. Conclusion

La démarche de travail illustrée dans ce chapitre présente des nouveautés principalement dans les méthodes et les techniques employées. L'utilisation des séries continues des données journalières de précipitations et de températures fait l'objet d'une caractérisation la variabilité des extrêmes climatiques. En effet, la panoplie de 27 indices des ICE sera utilisée pour la première fois en Algérie. Cette approche est très performante, d'après de nombreuses études à travers le monde, dans l'identification des CC et/ou dans l'évolution et l'estimation de risques futures des extrêmes climatiques (par rapport au nombre d'études qui l'ont utilisé à l'échelle mondiale). En outre, elle représente une application simple et facile avec des résultats exploitables directement. Toutefois, cette approche présente des anomalies limitant son utilisation à grande échelle (temporelle ou spatiale) car elle exige des données journalières assez complètes (au minimum 90% de l'observation dans l'année). Ceci n'est pas toujours accessible, parfois non disponible dans certaines régions du pays, ou bien sur des séries trop courtes (minimum 30 ans d'observation) ou qui renferment trop de lacunes.

L'approche adoptée dans l'AF des crues présente des nouveautés importantes du point de vue des données utilisées ainsi que la méthodologie suivie. En effet, les données de débit moyen journalier seront évoquées dans l'extraction des variables de crue. Cette méthode sert à définir convenablement les variables de crue (D , V et Q_p) après la séparation entre l'écoulement de base et l'écoulement en crue avec la méthode de l'indice de débit de base. Cependant, cette technique ne peut être appliquée si les séries de données contiennent des lacunes à l'échelle de la même année, ou si la chronologie de la série est moins de 15 ans. D'autre part, les limitations de l'AF univariée pour l'étude des crues comme étant un événement complexe, s'appuie sur l'utilisation de l'AFM. Cette dernière est une nouveauté en Algérie et en terme d'analyse complète comme nouveauté dans le domaine de l'AF hydrologique (pas seulement pour les crues et pas seulement en Algérie). L'AFM a été illustrée pour mener une analyse la plus complète en hydrologie en évoquant toutes les étapes d'une AFM à savoir, la détection des valeurs aberrantes multivariées, les tests multivariés d'hypothèses (sont rarement rapportés dans la littérature hydrologique), ainsi que la modélisation et l'évaluation de risque de crue. En contrepartie, cette méthode est très gourmande en termes de paramètres à estimer, ce qui nécessite une vérification minutieuse pour avoir des résultats fiables.

CHAPITRE IV
ANALYSE DES EXTREMES CLIMATIQUES

Chapitre IV

ANALYSE DES EXTREMES CLIMATIQUES

Ce chapitre s'articule sur le premier axe de recherche mené dans cette thèse, ce qui consiste à caractériser la variabilité des extrêmes climatiques. Dans ce chapitre la problématique des extrêmes sera traitée à travers les paramètres climatologiques : précipitations et températures. L'évolution temporelle et spatiale des extrêmes climatiques dans l'Algérie du Nord seront analysées via des indices extrêmes de précipitation et de température. Pour une meilleure compréhension du phénomène et une comparaison constructive, des stations de l'Est et de l'Ouest du pays sont impliquées. En effet, les stations complètes en informations journalières sont en nombre limité dans cette région. Une introduction est présentée pour cerner le problème à discuter ainsi que l'approche suivie. La méthodologie adoptée pour répondre à l'objectif visé est illustrée dans la section (3.1). En dernier, les résultats obtenus seront présentés et discutés.

4.1. Introduction

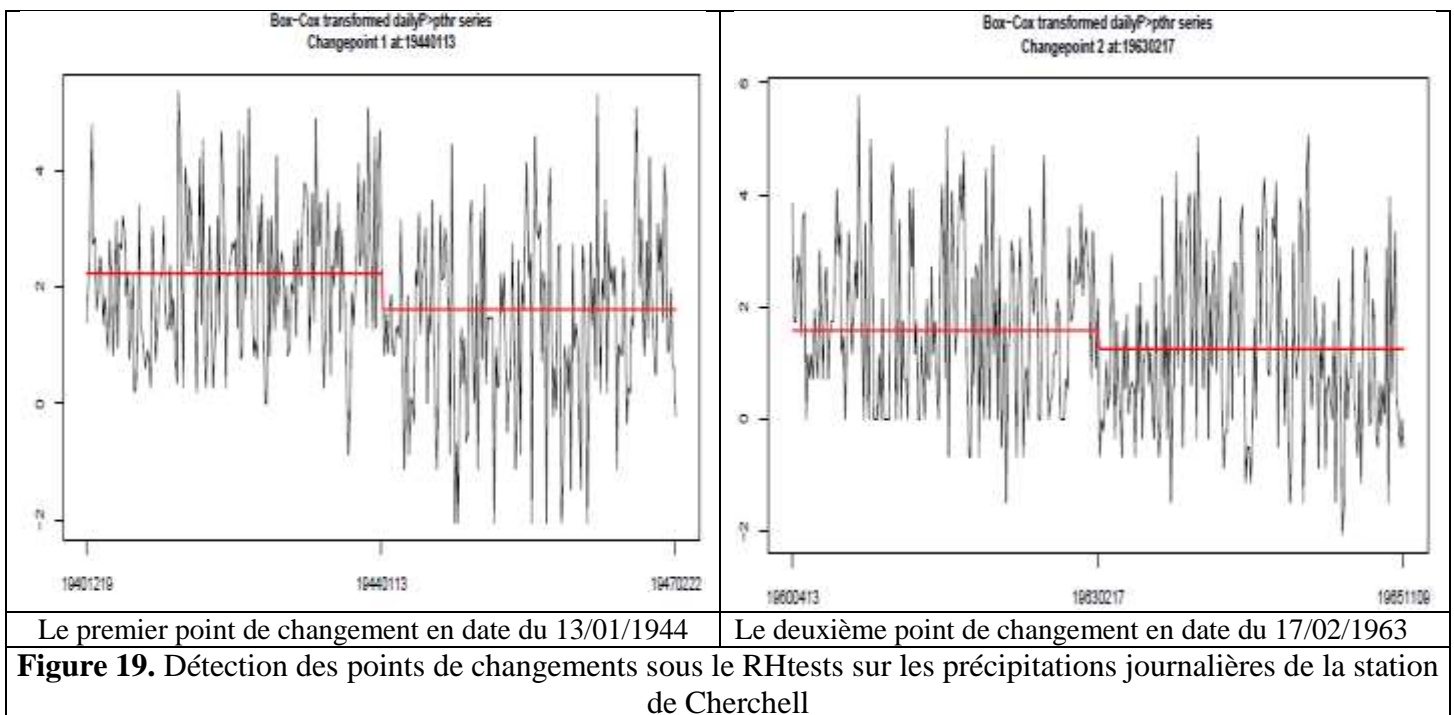
L'impact du CC sur les événements climatiques extrêmes a connu une hausse importante affectant considérablement l'intensité, la fréquence et l'étendue spatiale de ces événements extrêmes à l'échelle mondiale. Cette hausse est plus accentuée depuis la moitié du dernier siècle avec la croissance de l'activité humaine (Seneviratne et al., 2012; IPCC, 2014; Solow, 2015; King, 2017; Schwartzman & Keeling, 2020). En effet, l'analyse des extrêmes climatiques révèle une importance majeure, vu son impact dévastateur sur le secteur social, économique, écologique ainsi que sur la vie humaine (Ummenhofer & Meehl, 2017; Leng & Hall, 2019; Forzieri et al., 2020; Cowan et al., 2020). Cependant, les régions arides et semi-arides sont les plus menacées sous l'effet de ces événements. Ces derniers vont provoquer de fortes inondations, des périodes de sécheresse assez longues et des stresses hydriques chroniques (Drine, 2011; Khomsi et al., 2012; Meddi et al., 2013; Khezazna et al., 2017; Sardou et al., 2018; Raymond et al., 2019; Hallouz et al., 2020). L'étude des extrêmes climatiques figurent d'autant plus dans la recherche scientifique à l'échelle mondiale. Ceci montre le rôle de la communauté scientifique internationale à créer et à diffuser une prise de conscience, ainsi que l'esprit de partage du savoir-faire afin d'atténuer et/ou éviter leurs impacts notamment sur les sociétés et/ou les pays dits « fragiles » face aux CC.

En effet, Otto et al (2018) ont analysé des exemples sur les extrêmes climatiques et hydrologiques causés principalement par les CC anthropiques. En se focalisant sur les évènements les plus marquants sur le monde entier, ils confirment que ces évènements seront plus dangereux, plus intenses et plus sévères, avec de graves conséquences sur l'économie, la santé, l'environnement et la société. Dans le même contexte, Schilling et al (2020) dans leur synthèse sur l'impact des CC sur les pays nord-africains, rapportent que des tendances à la hausse des températures extrêmes dépassant 0,5°C affectent toute la région (Algérie, Maroc, Tunisie, Libye et Egypte), ainsi qu'une hausse de plus de 10 % dans les vagues de chaleur et de sécheresse (Algérie et Maroc). Alors que les fortes précipitations ont marqué une tendance à la baisse < 10% en Algérie seulement (pas de tendance significative dans les autres pays). Dans la même étude et pour des projections futures jusqu'à 2100, cette région va souffrir d'une augmentation importante des températures extrêmes supérieure à 4°C. L'Algérie et le Maroc sont des pays menacés par une sécheresse sévère de plus de 40%, avec une augmentation des fortes pluies de 20%.

A l'instar des pays touchés par le CC, l'Algérie compte un certain nombre d'études inhérentes à l'analyse de la variabilité climatique dans le contexte du CC, principalement sur la variabilité pluviométrique (Meddi et al., 2010; Hallouz et al., 2013; Mrad et al., 2018; Hallouz et al., 2019). Cependant, l'ensemble de ces études ont été menées en se basant sur des données mensuelles et/ou annuelles. Par rapport aux événements extrêmes qui récurrent à des échelles de temps plus petite (jour, voire heure), d'autres travaux ont mis le point sur l'importance de considérer les données à des pas de temps plus fin que le mensuel et l'annuel de précipitation (Tramblay et al., 2013; Taibi et al., 2017; Hallouz et al., 2019). Des chercheurs ont réalisé également des travaux dans les mêmes thématiques en se basant sur les données de température mensuelles (Zeroual et al., 2017; Faci et al., 2018). Dans ce contexte, des données journalières de précipitations et de températures sont utilisées, dans cette étude, afin d'analyser la variabilité des extrêmes climatiques. Un total de 17 stations météorologiques du nord Algérien sera utilisé dont huit stations appartenant au bassin de l'Algérois. L'implication des autres stations vise à renforcer les résultats du bassin de l'Algérois et de détecter l'évolution spatiale de ce phénomène. En effet, la période de 73 ans de 1940 à 2013 est considérée pour les séries de précipitations, et une période de 34 ans de 1979 à 2013 pour les données de températures. Afin d'identifier l'impact des GOA sur cette variabilité, une analyse de corrélation canonique entre les ICE et les indices GOA (NAO, SOI, WeMOI, AMO) sera réalisée.

4.2. Homogénéité et contrôle de la qualité des données

La vérification de l'homogénéité des données journalières de températures et de précipitations constitue l'étape préliminaire de calcul des ICE. Il s'agit d'identifier des points de changements jugés comme des anomalies ou des valeurs aberrantes. Un exemple sur les points identifiés est présenté dans la figure 16. Le RHtests fournit des résultats graphiques et numériques qui montrent la date des points de changements (valeurs aberrantes). Dans les résultats numériques, il est indiqué si le point identifié est statistiquement significatif ou non. Dans l'exemple présenté relatif à la station de Chercell, deux points de changements ont été identifiés dont le premier (13/01/1944) est retenu car il est significatif tandis que le deuxième (17/02/1963) est statistiquement non significatif, il est donc ignoré. Des corrections ont été effectuées sur la base des anomalies détectées, soit par la suppression de la valeur en question, soit par son remplacement par une valeur des séries des stations avoisinantes (voir Aguilar et al., 2009).



Après vérification de l'homogénéité des données, un contrôle de la qualité des données est conduit sous le RClimeDex afin de détecter la présence des valeurs aberrantes. Le calcul des ICE (indices climatiques extrêmes) se fait à partir des séries contrôlées.

4.3. Calcul des indices climatiques extrêmes

Les séries journalières de précipitations et de températures introduites dans le RClimeDex permettent de définir les séries annuelles des ICE de précipitations et de températures. Chaque

indice calculé présente une valeur pour chaque année, d'où des séries de 73 valeurs pour chaque indice extrême de précipitation et des séries de 34 valeurs pour chaque indice extrême de température. Une analyse statistique descriptive des séries obtenues est résumée dans le Tableau 8 pour les ICE de précipitations et dans le Tableau 9 pour les ICE de températures. Dans les stations du bassin de l'Algérois, une certaine homogénéité existe pour les valeurs des indices de précipitation calculés, avec un effet remarquable de l'altitude indiquant une augmentation dans les cumuls de précipitations à différents seuils (RX1 day, RX5 day, R95p, R99p, et PRCPTOT). Les stations de Larabaa Nath Irathen et de Yakourène enregistrent les valeurs les plus importantes en termes de lame précipitée avec respectivement 899 mm et 1125 mm en moyenne annuelle de PRCPTOT. En effet, les indices de durée (R10 mm, R20 mm, R25 mm), aussi que l'indice de durée des séquences humides (CWD) montrent des valeurs hausses dans les stations de Larabaa Nath Irathen et Yakourène par rapport aux autres stations du bassin de l'Algérois. Les jours de pluie ayant une hauteur de précipitation de 10mm, 20mm et 25mm oscillent respectivement en moyenne entre 17 à 35 jours, 7 à 17 jours et entre 4 à 13 jours. En outre, les stations du Nord Algérien présentent une hausse dans les valeurs des ICE de précipitation suivant une orientation Ouest-Est. Les stations sous climat semi-aride (Oued Sly) et aride (Tadjemout) montrent les valeurs les plus faibles. Le cumul de 5 jours consécutifs de précipitation présente entre 13 à 22% en moyenne du cumul annuel de précipitation (PRCPTOT). Les précipitations supérieures à 95^{ème} percentile enregistrent un taux de 19 à 27% du cumul annuel de précipitation. Les jours extrêmement pluvieux présentent un cumul en pluie variant entre 6 et 9% du total annuel. Malgré ce taux relativement faible, le risque des évènements extrêmes de précipitation est toujours récurrent.

Durant la période de 1979 à 2013 les ICE de température montrent une variabilité nettement remarquable entre les stations des régions côtières et les stations des régions intérieures. Le nombre de jours ayant une température maximale supérieure à 25°C enregistre une moyenne entre 70 à 156 jours. En effet, la région de l'Algérois se caractérise par un temps relativement chaud sur deux à cinq mois en moyenne par an. Cependant, l'indice des nuits tropicales (TR20) où la température minimale journalière dépasse 20°C exprime l'effet de l'altitude et de l'éloignement de la mer sur l'occurrence des nuits relativement fraîches. La moyenne oscille entre 32 à 76 nuits par an sur l'Algérois, et de 19 à 90 sur les autres régions. Tandis que des nuits douces voire chaudes caractérisent les régions côtières où en moyenne 120 nuits par an sur Ténès et Cherchell, et 113 nuits à Annaba. En outre, la durée des séquences chaudes définie par l'indice WSDI présente des canicules qui durent de 13 à 28 jours au

maximum. L'indice des séquences fraîches CSDI enregistre des périodes allant de 7 à 53 jours au maximum sur l'Algérois, et de 15 à 60 jours sur les autres régions. En revanche, la température maximale journalière (TXx) marque des maximums de 33,4 à 49,1°C dans le bassin de l'Algérois, et de 38,6 à 48,9°C sur les autres stations du nord algérien. La température maximale des températures minimales (TNx) oscille entre 27,3 et 31,9°C. Tandis que les températures minimales des minimums (TNn) varient de -2,6 à 10,4°C, où les régions côtières sont marquées par des températures plus au moins douces. Les indices des nuits fraîches (TN10p) et des journées fraîches (TX10p) indiquent des taux moyens similaires de 10 à 11% des jours par an. Les relevés de température montrent que 10% des jours par année sont caractérisés par des nuits chaudes (TN90p) et les journées chaudes (TX90p). En effet, l'amplitude thermique diurne montre des amplitudes dépassant 10°C sur la majorité des stations analysées (12 sur 17), ce qui peut entraîner des répercussions dangereuses sur la croissance et le développement des végétaux, sur l'environnement ainsi que sur la santé humaine.

Tableau 7. Analyse descriptive des ICE de précipitation

Précipitation		Larabaa																
		Cherchell	Hamiz	Nath Irathen	Mahelma	Menaceur	Meurad	Tenès	Yakourène	Bensekrane	Bouhenifa	Oran	Oued Sly	Aouf	Constantine	Ghrib	Tadjemout	Annaba
RX1day (mm)	Minimum	26,0	19,7	26,7	23,1	26,1	27,5	21,0	39,2	20,0	15,0	15,2	12,0	16,5	21,8	18,0	5,0	19,5
	Maximum	135,0	132,1	195,4	157,0	150,3	188,9	135,0	172,3	120,0	96,3	111,6	68,0	108,5	88,7	115,3	71,2	118,4
	Moyenne	62,3	60,4	72,0	59,3	70,8	71,1	58,9	83,9	46,1	34,2	44,3	31,9	46,4	44,1	45,2	23,5	50,2
	Médiane	59,3	55,9	68,3	51,9	65,6	63,0	59,1	80,0	42,0	31,1	39,0	30,0	38,9	37,1	42,0	22,5	47,0
	Ecart type	24,2	24,0	29,8	27,2	31,9	34,6	24,7	32,5	19,2	13,6	21,4	12,3	21,2	16,3	16,5	12,0	19,0
	Cv (Variation)	2,6	2,5	2,4	2,2	2,2	2,1	2,4	2,6	2,4	2,5	2,1	2,6	2,2	2,7	2,7	2,0	2,6
	Ck(Kurtosis)	0,0	0,8	5,1	3,7	-0,1	2,2	1,5	0,4	2,1	5,7	3,9	0,5	0,8	0,9	4,0	4,3	3,0
	Cs(Skewness)	0,6	0,9	1,8	1,8	0,8	1,5	1,0	0,9	1,2	1,9	1,9	0,7	1,1	1,2	1,4	1,5	1,2
RX5day (mm)	Minimum	38,3	36,5	48,5	46,5	48,1	43,0	45,2	58,7	31,7	30,1	37,2	24,6	23,9	38,0	29,0	5,0	53,5
	Maximum	226,0	224,6	394,7	258,9	293,7	269,8	266,5	341,1	232,0	181,1	162,9	155,2	243,1	272,8	196,3	71,2	166,2
	Moyenne	106,8	115,3	140,9	100,4	124,9	123,3	105,7	172,6	80,0	66,1	79,1	58,6	88,2	82,4	82,8	36,1	92,7
	Médiane	96,4	107,4	133,7	90,3	111,7	110,0	96,2	162,2	76,8	58,7	67,0	51,8	74,3	72,7	76,8	33,5	91,6
	Ecart type	42,0	45,3	55,8	38,0	58,0	54,3	45,9	60,4	34,6	24,7	33,7	25,8	44,5	36,0	32,1	15,3	22,9
	Cv (Variation)	2,5	2,5	2,5	2,6	2,2	2,3	2,3	2,9	2,3	2,7	2,3	2,3	2,0	2,3	2,6	2,4	4,0
	Ck(Kurtosis)	0,6	-0,3	6,5	5,1	1,5	0,6	2,5	0,6	4,5	6,2	-0,1	4,4	1,9	16,5	1,8	-0,6	1,5
	Cs(Skewness)	0,9	0,6	1,9	1,8	1,3	1,1	1,4	0,8	1,6	2,0	0,9	1,7	1,4	3,3	1,1	0,3	0,8
SDII (mm/jour)	Minimum	4,9	5,5	6,4	6,4	6,3	6,6	7,0	7,7	5,0	5,1	4,9	4,0	4,9	5,4	5,0	2,7	6,3
	Maximum	15,3	16,5	20,8	15,8	20,3	17,8	15,6	18,3	15,7	13,6	11,5	15,6	13,8	11,0	11,7	10,1	10,4
	Moyenne	9,5	10,7	11,6	9,9	11,5	11,2	10,3	13,1	8,9	8,0	7,4	7,2	8,0	7,4	7,0	5,7	8,1
	Médiane	9,4	10,4	11,6	9,8	10,8	11,0	9,7	13,1	8,4	7,8	7,3	7,1	7,8	7,3	6,9	5,6	8,2
	Ecart type	1,8	2,3	2,3	1,8	2,9	2,5	2,2	2,2	2,4	1,8	1,5	1,7	1,9	1,2	1,3	1,8	1,3
	Cv (Variation)	5,2	4,6	5,1	5,7	4,0	4,6	4,7	5,9	3,8	4,6	4,9	4,3	4,2	6,4	5,4	3,2	6,5
	Ck(Kurtosis)	1,0	0,2	3,6	1,7	0,6	-0,3	-0,6	0,0	0,4	0,9	0,5	10,5	0,6	1,9	2,7	-0,4	-1,1
	Cs(Skewness)	0,5	0,2	1,1	0,8	0,6	0,3	0,5	0,2	0,8	0,9	0,9	2,1	0,8	1,0	1,3	0,4	0,3
R10mm (jours)	Minimum	4	10	9	8	8	8	8	17	5	5	5	1	7	5	6	0	14
	Maximum	32	47	48	37	34	32	36	52	29	41	21	30	32	34	27	10	37
	Moyenne	17,9	24,4	30,5	20,6	19,6	20,3	18,1	35,7	14,4	15,7	10,8	10,9	15,7	18,1	16,1	4,4	22,6
	Médiane	18,5	23,5	30,5	21	19,5	20	17	35	13	15	10	9	15	17	16	4	22
	Ecart type	5,6	6,7	8,0	6,3	5,9	5,5	5,6	7,9	5,4	6,3	3,5	6,0	5,5	5,9	5,1	3,1	6,1
	Cv (Variation)	3,2	3,7	3,8	3,3	3,3	3,7	3,3	4,5	2,7	2,5	3,1	1,8	2,9	3,1	3,2	1,4	3,7
	Ck(Kurtosis)	0,2	0,9	0,0	-0,1	-0,5	0,0	0,8	-0,3	0,2	3,2	0,2	0,4	0,4	0,5	-0,8	-1,1	-0,4
	Cs(Skewness)	0,1	0,4	0,0	0,0	0,1	0,2	0,6	-0,1	0,8	1,4	0,5	0,7	0,7	0,4	-0,1	0,4	0,5

R20mm (jours)	Minimum	1	0	3	2	2	1	2	6	1	0	0	0	0	1	0	0	0
	Maximum	18	20	25	17	18	17	20	30	16	14	11	9	14	12	14	4	17
	Moyenne	7,1	10,4	13,3	8,2	9,2	8,9	7,7	17,8	4,9	4,4	3,8	2,9	4,8	5,5	5,3	1,1	7,1
	Médiane	7	11	12,5	8	8,5	9	8	17	4	4	3	2	5	5	5	1	7
	Ecart type	3,1	4,2	5,0	3,4	3,6	3,4	3,7	5,3	3,1	2,9	2,0	2,5	2,8	2,4	2,6	1,4	3,4
	Cv (Variation)	2,3	2,5	2,7	2,4	2,6	2,6	2,1	3,4	1,6	1,6	1,9	1,2	1,7	2,3	2,0	0,8	2,1
	Ck(Kurtosis)	1,3	-0,5	-0,5	-0,2	0,0	-0,5	0,9	-0,3	1,9	0,7	3,4	-0,1	1,7	0,6	1,2	-0,3	0,6
	Cs(Skewness)	0,7	-0,2	0,3	0,1	0,4	0,1	0,9	0,4	1,3	0,7	1,4	0,8	1,0	0,6	0,6	1,0	0,6
R25mm (jours)	Minimum	1	0	2	0	1	1	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Maximum	12	16	24	15	13	13	14	25	12	9	7	7	13	7	10	2	10
	Moyenne	4,7	6,8	9,1	5,3	6,7	6,0	5,0	13,5	3,1	2,2	2,3	1,7	3,1	3,2	3,4	0,6	4,5
	Médiane	4	7	9	4,5	7	6	5	13	3	2	2	1	3	3	3	0	5
	Ecart type	2,5	3,4	4,1	2,9	2,9	2,8	2,9	5,0	2,4	2,2	1,6	1,8	2,3	1,9	2,0	0,7	2,3
	Cv (Variation)	1,8	2,0	2,2	1,9	2,3	2,2	1,7	2,7	1,3	1,0	1,5	0,9	1,3	1,7	1,7	0,8	2,0
	Ck(Kurtosis)	0,4	-0,1	1,6	1,2	-0,3	-0,4	1,1	-0,5	1,9	0,7	1,5	1,3	5,6	-0,8	1,5	-0,7	-0,2
	Cs(Skewness)	0,8	0,1	0,9	0,9	0,0	0,3	0,9	0,1	1,3	1,1	1,0	1,3	1,8	0,4	1,0	0,8	-0,2
CDD (jours)	Minimum	28	30	20	39	37	36	44	22	34	34	33	38	21	16	25	34	24
	Maximum	146	150	121	132	122	153	137	160	162	150	123	202	190	77	142	165	100
	Moyenne	72,6	72,1	61,1	80,5	72,5	78,9	78,7	57,1	88,7	83,2	67,2	96,0	79,3	39,8	68,1	75,5	52,2
	Médiane	67,5	70	57,5	77,5	71,5	79	72,5	51	89	80	64	88	75	37	58	72	48
	Ecart type	28,4	25,5	23,2	25,7	21,7	23,7	24,9	26,6	28,5	26,4	24,1	35,1	37,3	14,3	30,9	30,9	17,2
	Cv (Variation)	2,6	2,8	2,6	3,1	3,3	3,3	3,2	2,1	3,1	3,1	2,8	2,7	2,1	2,8	2,2	2,4	3,0
	Ck(Kurtosis)	0,0	0,2	0,4	-0,9	-0,7	0,0	-0,8	3,1	-0,3	-0,5	0,5	0,0	0,1	0,2	-0,4	1,1	1,0
	Cs(Skewness)	0,6	0,6	0,8	0,1	0,2	0,4	0,5	1,5	0,2	0,2	1,1	0,6	0,6	0,7	0,8	1,2	1,0
CWD (jours)	Minimum	4	3	4	3	3	2	3	4	3	3	3	3	3	3	3	1	4
	Maximum	15	13	15	14	12	11	10	21	12	14	8	14	12	13	17	9	15
	Moyenne	6,2	6,9	7,2	6,3	5,3	5,7	5,1	8,3	5,4	5,8	4,8	5,9	6,4	6,4	7,1	3,6	8,3
	Médiane	6	7	7	6	5	5	5	7	5	5	5	5	6	6	6	3	8
	Ecart type	2,4	2,1	2,1	1,8	1,9	2,2	1,6	3,4	1,8	2,4	1,2	2,6	2,2	2,3	2,5	1,5	3,1
	Cv (Variation)	2,6	3,3	3,4	3,5	2,7	2,6	3,3	2,4	3,0	2,5	4,1	2,3	2,9	2,8	2,8	2,4	2,7
	Ck(Kurtosis)	3,6	0,1	2,0	5,6	3,4	-0,3	2,1	2,8	1,8	1,5	0,2	2,3	0,7	1,8	3,2	2,7	-0,3
	Cs(Skewness)	1,7	0,4	1,2	1,5	1,7	0,6	1,2	1,5	1,3	1,2	0,5	1,6	1,1	1,2	1,6	1,2	0,7
R95p (mm)	Minimum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Maximum	376,1	768,3	835,5	578,2	623,1	428,2	432,6	834,6	412,8	326,7	249,3	289,3	727,1	399,6	418,9	128,2	393,7
	Moyenne	150,3	175,7	223,2	149,7	167,9	160,9	129,6	278,1	97,5	89,0	87,3	73,5	114,0	136,9	129,0	33,7	166,3
	Médiane	136,75	137	201,1	130,55	137	138,1	98,7	289,2	81,5	65,45	71,6	52	94,6	126,9	106	20	179,1

	Ecart type	100,1	143,6	146,6	113,0	131,3	115,0	112,7	178,5	87,6	78,1	64,7	73,7	112,3	89,3	84,0	37,3	91,4
	Cv (Variation)	1,5	1,2	1,5	1,3	1,3	1,4	1,1	1,6	1,1	1,1	1,3	1,0	1,0	1,5	1,5	0,9	1,8
	Ck(Kurtosis)	-0,5	3,0	4,4	3,6	1,6	-0,6	0,0	0,7	2,4	1,1	-0,1	1,2	16,4	1,6	2,6	-0,6	-0,2
	Cs(Skewness)	0,5	1,4	1,5	1,6	1,0	0,6	0,8	0,6	1,5	1,2	0,8	1,3	3,3	1,2	1,4	0,8	0,0
R99p (mm)	Minimum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Maximum	317,5	552,5	422	509,1	415,7	292,4	287	515	227	166,6	149,3	142,3	486,2	334,4	284,6	85	202,6
	Moyenne	51,0	54,7	65,5	44,5	57,6	53,0	44,6	87,9	30,2	27,5	31,5	22,1	35,1	44,6	40,7	11,1	54,4
	Médiane	0	0	0	0	0	0	0	80	0	0	0	0	0	0	0	0	56,8
	Ecart type	65,5	93,8	97,9	90,5	93,7	79,9	62,9	117,1	49,5	41,3	41,7	38,9	79,1	72,6	59,0	21,4	58,4
	Cv (Variation)	0,8	0,6	0,7	0,5	0,6	0,7	0,7	0,8	0,6	0,7	0,8	0,6	0,4	0,6	0,7	0,5	0,9
	Ck(Kurtosis)	3,6	10,1	3,6	14,9	4,0	1,2	3,1	2,7	5,1	1,7	0,0	2,5	20,2	8,3	5,6	3,3	0,3
	Cs(Skewness)	1,6	2,6	1,9	3,5	1,9	1,4	1,6	1,6	2,1	1,5	1,0	1,8	3,9	2,7	2,1	2,0	0,9
Prcptot (mm)	Minimum	200,8	264,6	345,7	286,0	251,2	212,3	256,6	462,3	177,2	189,9	163,0	108,7	195,5	310,9	229,0	10,8	423,3
	Maximum	887,5	1305,0	1706,6	1071,7	1112,3	1035,4	1109,2	1700,3	807,0	852,6	594,4	817,7	1080,2	1028,1	828,1	323,1	1116,0
	Moyenne	555,8	734,3	930,6	634,5	651,0	640,5	550,1	1156,3	425,8	449,9	353,7	360,3	502,3	567,5	517,1	168,4	689,8
	Médiane	570,0	734,7	899,7	650,8	662,0	650,1	517,6	1125,8	422,0	437,4	348,4	304,7	493,7	538,6	515,0	160,7	705,2
	Ecart type	158,4	205,6	246,8	178,9	189,8	169,2	181,3	279,0	124,1	137,9	94,4	162,9	164,7	153,3	137,9	85,3	165,7
	Cv (Variation)	3,5	3,6	3,8	3,5	3,4	3,8	3,0	4,1	3,4	3,3	3,7	2,2	3,0	3,7	3,8	2,0	4,2
	Ck(Kurtosis)	-0,5	0,4	0,7	-0,1	-0,2	0,1	0,4	-0,3	0,7	0,5	-0,3	0,3	1,6	0,8	-0,5	-1,0	-0,5
	Cs(Skewness)	0,1	0,2	0,4	0,2	0,1	0,0	0,7	-0,1	0,6	0,8	0,1	0,9	0,8	0,8	0,1	0,2	0,4

Tableau 8. Analyse descriptive des ICE de température

Température		Larabaa																
		Cherchell	Hamiz	Nath Irathen	Mahelma	Menaceur	Meurad	Tenès	Yakourène	Bensekrane	Bouhenifa	Oran	Oued Sly	Aouf	Constantine	Ghrib	Tadjemout	Annaba
SU25 (jours)	Minimum	51	132	124	111	120	120	38	109	39	138	138	139	135	122	124	138	79
	Maximum	107	181	168	163	172	171	103	162	162	194	197	194	189	176	177	200	136
	Moyenne	82,0	156,0	144,2	136,8	143,4	143,9	70,4	134,0	127,1	169,3	172,7	169,5	163,2	148,5	146,8	166,2	110,0
	Médiane	81	154	145	139	143	143	69	132	133	171	175	170	162	149	146	165	112
	Ecart type	12,9	13,3	12,9	13,1	13,6	13,4	14,2	13,3	26,9	14,1	14,7	13,2	13,2	14,4	13,9	15,1	12,5
	Cv (Variation)	6,4	11,7	11,2	10,5	10,6	10,8	5,0	10,1	4,7	12,0	11,8	12,9	12,4	10,3	10,6	11,0	8,8
	Ck(Kurtosis)	0,0	-0,9	-0,8	-0,6	-0,6	-0,6	0,0	-0,6	3,5	-0,4	-0,6	-0,2	-0,3	-0,4	-0,5	-0,1	0,1
	Cs(Skewness)	-0,3	0,1	0,2	0,0	0,2	0,1	-0,1	0,1	-1,8	-0,3	-0,4	-0,4	-0,1	0,1	0,3	0,5	-0,3
TR20 (jours)	Minimum	93	24	16	52	9	9	93	17	65	8	8	15	7	5	6	11	85
	Maximum	143	75	60	113	66	58	144	59	138	59	54	66	56	45	44	47	135
	Moyenne	120,5	45,5	35,3	76,7	38,6	32,9	121,1	35,2	90,3	30,9	33,4	42,3	26,6	22,8	19,4	25,1	113,6

	médiane	121	44	36	74	37	33	123	36	89	31	32	40	25	22	19	24	111
	Ecart type	12,0	13,1	11,3	15,1	12,4	11,1	12,7	10,8	17,2	10,5	9,9	12,0	9,8	9,3	8,2	10,2	13,2
	Cv (Variation)	10,0	3,5	3,1	5,1	3,1	3,0	9,6	3,3	5,2	2,9	3,4	3,5	2,7	2,5	2,4	2,5	8,6
	Ck(Kurtosis)	0,2	-0,5	-0,2	-0,3	-0,1	0,2	-0,1	-0,6	1,7	0,5	0,2	-0,4	1,2	-0,3	1,4	-0,8	-0,6
	Cs(Skewness)	-0,4	0,3	0,3	0,4	0,2	0,4	-0,4	0,1	1,1	0,2	-0,3	0,1	0,6	0,3	0,8	0,5	-0,3
GSL (jours)	Minimum	364	361	357	364	358	355	364	352	364	351	353	353	348	299	279	316	364
	Maximum	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365	365
	Moyenne	364,3	364,1	363,7	364,3	364,0	363,4	364,3	362,8	364,3	362,9	363,3	363,5	361,5	355,1	351,5	353,1	364,3
	médiane	364	364	364	364	364	364	364	364	364	364	364	364	364	363	356	355	364
	Ecart type	0,4	0,9	1,7	0,4	1,2	2,3	0,4	3,0	0,4	3,5	2,9	2,5	4,5	14,6	17,3	12,1	0,4
	Cv (Variation)	821,4	410,5	219,7	821,4	297,3	158,7	821,4	122,9	821,4	104,9	126,2	144,6	80,7	24,4	20,3	29,1	821,4
	Ck(Kurtosis)	-0,7	7,4	7,8	-0,7	17,0	6,3	-0,7	5,3	-0,7	6,0	8,0	10,3	1,8	6,0	8,3	1,4	-0,7
	Cs(Skewness)	1,2	-2,3	-2,6	1,2	-3,6	-2,5	1,2	-2,3	1,2	-2,6	-3,0	-3,2	-1,6	-2,3	-2,5	-1,2	1,2
TXx (°C)	Minimum	28,9	39,0	38,6	32,2	37,5	37,9	27,9	37,7	27,0	41,9	38,9	40,8	40,3	37,5	38,8	39,8	31,7
	Maximum	34,4	49,1	47,4	42,4	44,9	46,1	33,4	44,4	40,5	46,7	48,4	48,9	46,2	45,5	46,1	46,0	38,6
	Moyenne	31,3	43,7	42,9	38,4	41,2	41,7	30,1	41,5	35,4	44,5	44,1	44,2	43,6	43,1	42,9	42,9	34,5
	médiane	31,0	44,0	42,7	38,6	41,2	41,7	30,1	41,2	36,0	44,9	44,2	44,1	43,8	43,2	42,9	42,8	34,2
	Ecart type	1,1	2,5	2,3	2,2	2,0	2,2	1,1	1,9	2,6	1,4	2,0	1,7	1,6	1,7	1,5	1,3	1,6
	Cv (Variation)	28,6	17,6	18,5	17,1	20,4	18,6	27,9	21,6	13,5	31,6	22,5	26,0	26,9	25,2	27,9	33,1	21,8
	Ck(Kurtosis)	1,0	-0,4	-0,6	0,7	-0,9	-1,0	1,7	-1,1	3,3	-1,2	0,4	0,9	-1,0	2,5	0,6	0,3	0,3
	Cs(Skewness)	0,6	0,0	0,2	-0,7	-0,1	0,0	0,7	-0,1	-1,5	-0,3	-0,2	0,5	-0,3	-1,3	-0,3	0,1	0,5
TNx (°C)	Minimum	25,5	24,2	23,7	24,9	23,6	23,7	24,9	23,2	24,6	23,4	23,2	24,0	23,8	21,4	22,1	22,4	25,4
	Maximum	30,2	31,9	31,6	31,7	30,7	30,6	29,6	30,4	29,3	30,1	29,8	31,0	30,2	31,9	29,6	27,3	30,2
	Moyenne	27,4	27,9	27,4	27,9	27,6	27,4	27,0	26,9	26,3	26,4	26,3	27,4	26,2	25,9	26,1	24,9	27,6
	médiane	27,2	28,1	27,1	28,0	28,0	27,9	27,0	27,1	26,2	26,9	26,4	27,7	26,2	26,1	26,4	24,7	27,4
	Ecart type	1,0	2,1	2,1	1,7	1,9	1,8	1,1	1,8	1,1	1,6	1,5	1,7	1,6	2,1	1,8	1,4	1,2
	Cv (Variation)	26,8	13,4	13,0	16,5	14,9	15,2	25,4	14,8	24,0	16,3	17,3	16,0	16,7	12,4	14,7	18,4	22,4
	Ck(Kurtosis)	0,7	-1,0	-0,9	-0,2	-0,6	-0,9	-0,1	-0,7	0,3	-0,3	-0,4	-0,8	-0,2	1,3	-0,6	-1,0	-0,6
	Cs(Skewness)	0,7	0,0	0,1	0,3	-0,6	-0,4	0,3	-0,1	0,7	0,2	-0,1	0,0	0,2	0,2	-0,1	0,2	0,3
TXn (°C)	Minimum	6,3	2,6	1,4	4,8	0,4	0,8	7,1	0,6	6,9	1,1	2,5	1,7	-0,4	0,1	-0,7	0,8	7,3
	Maximum	13,4	12,9	10,9	12,6	10,2	9,4	12,7	8,3	13,7	9,7	10,0	10,5	8,9	6,3	7,3	6,7	12,8
	Moyenne	10,1	7,5	5,9	8,9	6,0	5,6	10,5	4,8	10,9	5,1	6,1	6,1	4,3	3,1	3,2	4,1	10,1
	médiane	10,1	7,3	5,8	9,0	6,0	5,8	10,4	4,5	10,9	5,3	6,2	5,9	4,1	3,0	3,0	4,3	10,1
	Ecart type	1,5	2,0	1,9	1,7	2,0	2,0	1,3	1,6	1,7	2,2	2,2	1,9	2,3	1,5	1,9	1,5	1,2
	Cv (Variation)	6,6	3,7	3,2	5,2	3,0	2,9	7,9	3,0	6,3	2,3	2,8	3,1	1,9	2,1	1,7	2,7	8,2
	Ck(Kurtosis)	0,8	1,1	1,1	0,5	1,0	0,5	0,2	0,5	-0,6	-0,4	-0,8	0,0	-0,2	-0,7	-0,1	0,1	1,0

	Cs(Skewness)	-0,2	0,2	0,1	-0,2	-0,4	-0,4	-0,4	-0,2	-0,4	0,1	-0,1	0,1	0,2	0,1	-0,1	-0,7	-0,3
TNn (°C)	Minimum	4,0	-7,1	-7,9	0,1	-6,3	-7,4	4,2	-7,3	2,2	-6,3	-6,2	-5,2	-7,9	-10,1	-6,5	-6,9	4,4
	Maximum	9,9	2,0	0,4	5,0	-0,6	-1,4	10,2	-0,9	10,4	-1,4	1,8	0,9	-1,1	-1,5	-2,6	-1,8	9,9
	Moyenne	7,4	-0,4	-2,8	3,4	-3,5	-3,4	7,9	-3,8	5,9	-3,5	-2,6	-1,3	-4,0	-4,2	-4,4	-3,6	7,1
	médiane	7,5	-0,2	-2,6	3,6	-3,4	-3,2	8,0	-3,7	5,6	-3,3	-2,5	-1,4	-3,9	-4,0	-4,2	-3,4	7,2
	Ecart type	1,4	1,6	1,6	1,3	1,2	1,4	1,3	1,4	1,8	1,4	1,7	1,5	1,5	1,7	1,0	1,2	1,3
	Cv (Variation)	5,3	-0,2	-1,8	2,6	-2,8	-2,5	6,3	-2,7	3,3	-2,5	-1,6	-0,9	-2,7	-2,4	-4,5	-3,1	5,6
	Ck(Kurtosis)	0,1	7,8	2,4	0,5	0,2	0,9	1,5	0,7	1,0	-0,7	0,6	0,3	0,1	3,1	-0,2	0,5	0,2
	Cs(Skewness)	-0,5	-2,2	-1,1	-1,0	-0,2	-0,9	-0,8	-0,4	0,6	-0,5	0,0	-0,7	-0,5	-1,3	-0,4	-0,8	-0,1
TN10p (%jours)	Minimum	2,1	4,0	5,2	1,1	3,8	4,6	3,3	5,7	0,0	3,0	1,9	3,2	3,3	3,9	3,8	3,9	4,4
	Maximum	27,0	18,7	17,1	20,6	27,4	26,6	26,4	19,8	19,3	21,1	17,5	28,5	23,3	21,4	23,3	22,8	28,5
	Moyenne	10,9	10,5	10,4	10,3	10,9	11,0	10,8	10,4	10,2	10,8	10,4	11,0	10,7	10,7	10,7	10,5	11,1
	médiane	9,3	10,7	10,4	10,1	10,8	10,4	8,9	9,9	10,5	10,6	10,2	10,0	10,6	9,9	10,3	10,8	8,7
	Ecart type	5,5	3,7	2,6	5,0	4,7	4,9	5,1	2,8	5,5	3,9	3,9	4,9	4,0	4,1	4,4	3,9	6,4
	Cv (Variation)	2,0	2,9	4,0	2,0	2,3	2,3	2,1	3,6	1,9	2,8	2,7	2,2	2,7	2,6	2,4	2,7	1,7
	Ck(Kurtosis)	0,8	-0,4	0,1	-0,4	3,8	2,1	0,8	2,2	-0,9	0,6	-0,3	3,4	1,8	-0,2	0,8	1,4	1,4
	Cs(Skewness)	0,9	0,2	0,4	0,3	1,6	1,3	1,0	1,0	-0,1	0,3	-0,2	1,4	0,8	0,5	0,8	0,8	1,4
TX10p (%jours)	Minimum	2,7	3,8	4,1	3,3	5,0	4,9	3,5	4,4	4,2	4,3	5,6	5,4	4,6	5,5	5,5	3,2	4,0
	Maximum	27,9	18,9	22,2	29,0	18,4	18,1	26,1	22,7	40	17,8	17,9	18,7	20,0	16,8	18,1	20,3	20,6
	Moyenne	10,8	10,9	10,8	11,0	10,8	10,7	10,7	11,0	11,4	10,6	10,8	10,8	10,8	10,6	10,6	10,5	10,5
	médiane	9,3	11,0	10,8	10,4	10,3	10,3	9,1	10,7	9,2	10,0	10,2	10,0	10,4	9,9	11,1	10,1	9,6
	Ecart type	5,5	4,2	3,9	5,0	3,6	3,6	5,5	3,8	8,2	3,3	3,4	3,6	3,4	2,9	3,5	3,7	4,3
	Cv (Variation)	2,0	2,6	2,7	2,2	3,0	2,9	2,0	2,9	1,4	3,3	3,2	3,0	3,1	3,7	3,0	2,8	2,5
	Ck(Kurtosis)	1,3	-0,8	0,7	3,5	-0,7	-0,9	0,1	1,3	6,2	-0,5	-0,6	-0,5	0,5	-0,4	-0,6	1,0	0,0
	Cs(Skewness)	1,1	0,2	0,5	1,3	0,4	0,3	0,8	0,7	2,5	0,3	0,6	0,6	0,6	0,5	0,4	0,8	0,7
TN90p (%jours)	Minimum	2,84	4,23	3,75	2,72	3,01	4,32	2,93	3,28	2,69	4,5	5,57	3,01	4,67	3,53	2,19	3,45	2,14
	Maximum	19,26	16,1	18,96	22,16	16,97	17,76	20,06	18,11	60,4	16,3	17,12	19,08	16,39	17,34	17,75	18,24	21,45
	Moyenne	10,4	10,2	10,3	10,7	10,2	10,3	10,5	10,4	11,4	10,3	10,5	10,3	10,4	10,2	10,2	10,3	10,3
	médiane	10,0	10,6	10,9	10,3	10,1	10,5	10,2	11,0	8,1	10,5	10,3	10,3	10,4	10,1	10,3	9,4	10,7
	Ecart type	4,4	3,2	3,3	4,4	3,5	3,3	4,4	3,2	11,6	2,9	2,8	3,4	2,8	3,5	3,4	3,7	4,6
	Cv (Variation)	2,3	3,2	3,1	2,4	2,9	3,1	2,4	3,3	1,0	3,6	3,7	3,1	3,7	2,9	3,0	2,8	2,3
	Ck(Kurtosis)	-0,8	-0,3	0,1	0,6	-0,5	-0,3	-0,2	0,2	10,1	-0,4	-0,5	0,6	-0,3	-0,7	0,7	-0,2	0,1
	Cs(Skewness)	0,3	-0,3	0,0	0,5	0,0	0,0	0,4	-0,2	3,1	-0,2	0,3	0,2	-0,3	-0,2	-0,4	0,5	0,4
TX90p (%jours)	Minimum	3,6	4,3	4,6	2,0	4,4	4,3	2,6	4,4	0	3,6	3,6	3,7	3,4	3,0	3,0	2,1	3,6
	Maximum	19,2	16,8	16,8	18,3	18,0	19,0	18,0	18,0	17,2	17,6	18,0	19,9	17,0	17,4	20,1	20,1	21,4
	Moyenne	10,3	10,3	10,4	10,2	10,4	10,5	10,5	10,3	10,2	10,5	10,3	10,3	10,3	10,5	10,4	10,6	10,6

	médiane	9,5	10,2	10,1	10,1	9,9	9,6	9,7	10,6	11,2	10,6	10,9	10,3	10,7	10,4	10,7	10,7	10,4
	Ecart type	4,0	3,4	3,5	4,2	3,6	3,8	4,0	3,6	4,7	3,5	3,6	3,5	3,6	3,9	4,2	4,3	3,8
	Cv (Variation)	2,6	3,0	3,0	2,4	2,9	2,8	2,6	2,9	2,2	3,0	2,8	3,0	2,8	2,7	2,5	2,5	2,7
	Ck(Kurtosis)	-0,7	-1,1	-1,0	-0,6	-0,6	-0,6	-0,8	-0,6	-0,2	-0,7	-0,9	0,3	-0,6	-0,8	-0,2	0,0	0,4
	Cs(Skewness)	0,3	0,0	0,1	-0,1	0,3	0,4	0,0	0,1	-0,7	0,1	0,0	0,5	0,1	0,1	0,4	0,1	0,3
WSDI (jours)	Minimum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Maximum	19	13	20	14	23	16	22	15	21	20	13	19	23	28	24	23	14
	Moyenne	2,7	1,7	2,9	2,1	2,7	3,0	4,0	2,6	3,9	3,3	2,4	2,9	4,0	3,5	3,6	7,1	2,6
	médiane	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0
	Ecart type	4,7	3,3	4,8	4,2	5,1	4,4	6,4	4,8	5,9	5,1	3,5	4,6	5,8	7,0	6,1	7,3	4,7
	Cv (Variation)	0,6	0,5	0,6	0,5	0,5	0,7	0,6	0,5	0,7	0,6	0,7	0,6	0,7	0,5	0,6	1,0	0,6
	Ck(Kurtosis)	3,2	3,1	3,9	2,0	6,4	1,4	1,1	1,2	2,3	2,5	0,5	3,1	2,3	6,9	4,2	-0,6	0,3
	Cs(Skewness)	1,8	1,9	1,9	1,8	2,4	1,4	1,4	1,6	1,7	1,7	1,2	1,7	1,6	2,6	2,1	0,7	1,4
CSDI (jours)	Minimum	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Maximum	45	7	7	15	43	44	53	9	21	28	14	22	31	15	18	20	60
	Moyenne	4,5	1,4	0,6	3,0	2,5	2,1	6,0	0,3	4,6	3,8	2,9	3,1	3,6	2,5	2,1	2,5	6,9
	médiane	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	Ecart type	8,6	2,7	1,9	4,7	7,6	7,6	10,5	1,5	6,8	6,3	4,7	5,5	6,8	4,3	4,4	4,4	11,7
	Cv (Variation)	0,5	0,5	0,3	0,6	0,3	0,3	0,6	0,2	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,6	0,5	0,6	0,6
	Ck(Kurtosis)	14,2	-0,1	8,3	0,7	25,6	28,6	11,3	35,0	0,6	5,9	0,1	4,2	7,3	1,9	4,6	5,9	12,2
	Cs(Skewness)	3,4	1,4	3,1	1,3	4,8	5,2	3,0	5,9	1,3	2,2	1,3	2,1	2,5	1,7	2,2	2,2	3,1
DTR (°C)	Minimum	2,9	10,1	10,0	5,2	9,7	10,1	2,4	9,5	1,9	13,0	12,1	11,4	12,9	11,5	11,7	12,5	3,8
	Maximum	3,4	11,8	11,9	8,6	12,7	13,1	2,7	11,4	7,8	15,7	15,1	14,1	15,6	14,2	14,8	15,9	6,1
	Moyenne	3,1	10,9	10,9	7,8	10,6	11,1	2,5	10,4	6,7	14,0	13,6	12,4	13,9	12,9	13,1	14,1	4,5
	médiane	3,1	10,9	10,8	8,0	10,4	11,0	2,5	10,2	7,1	13,9	13,6	12,3	13,8	13,0	13,1	14,0	4,4
	Ecart type	0,1	0,5	0,5	0,8	0,7	0,7	0,1	0,5	1,5	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,8	0,8	0,5
	Cv (Variation)	29,4	23,0	22,0	9,4	15,6	16,2	35,8	20,4	4,5	21,9	22,4	19,6	22,2	20,1	17,1	18,4	8,7
	Ck(Kurtosis)	0,3	-0,9	-0,8	5,3	2,1	0,9	0,1	-1,0	7,6	-0,1	0,4	0,6	0,5	-0,2	-0,7	0,4	6,4
	Cs(Skewness)	0,5	0,2	0,3	-2,3	1,4	1,0	0,2	0,4	-3,0	0,5	0,1	0,7	0,6	0,2	0,3	0,5	2,6

4.4. Analyse de la tendance des ICE

4.4.1. Tendance des indices extrêmes de précipitation

Les résultats de la tendance des ICE de précipitations durant la période allant de 1940 à 2013 sont présentés dans le Tableau 9. Les valeurs de tendances significatives au seuil de 10% sont présentées en caractère gras. Les indices exprimant des hauteurs de précipitations différentes (RX1 day, RX5 day, R95p, R99p, et PRCPTOT) montrent des tendances significatives à la baisse variant entre 0,3 à 4,5 mm dans le bassin de l'Algérois, et de 0,3 à 2,3 mm au niveau des autres stations analysées. Il est révélé que cette baisse significative affecte d'une manière différente les stations de l'Algérois où deux stations (Ténès et Yakourène) n'ont enregistré aucune tendance significative pour ces cinq indices de hauteur de précipitations. La baisse la plus importante est observée à la station de Menaceur. En effet, un nombre moins important des cas de significativité de tendance est enregistré pour les autres stations du Nord Algérien. Les valeurs les plus fortes sont enregistrées au niveau de la station d'Aouf dans le bassin de la Macta. Cependant, les indices de durée (R10mm, R20mm, R25mm, CDD et CWD) ainsi que l'indice d'intensité indiquent des baisses insignifiantes (inférieur à 1 jour) en jours.

4.4.2. Tendance des indices extrêmes de température

Le Tableau 10 présente les tendances des ICE de température pour la période de 1979 à 2013. Quelques tendances significatives sont détectées pour certains nombres d'indices extrêmes de température dans la région de l'Algérois. Les indices de durée (SU25, TR20, GSL, CSDI) enregistrent des tendances significatives positives exprimant une hausse dans le nombre de jours où la TX (température maximale diurne) est supérieure à 25°C de 0,39 à 0,66 jours, et de 0,42 à 0,65 jours pour l'indices des nuits tropicales. Ces tendances sont affirmées par les tendances à la hausse des indices de fréquence (les nuits relativement chaudes (TN90p) et les jours relativement chauds (TX90p) entre 0,1 à 0,2 jours, ainsi que la tendance à la baisse des indices des nuits relativement fraîches (TN10p) et les jours relativement frais (TX10P). L'indice de la température maximale la plus élevée dans l'année (TXx) indique des tendances à la baisse significative dans quatre stations avec des valeurs relativement faible de 0,05 à 0,1°C. La variation dans l'indice de l'amplitude thermique diurne (DTR) exprime une faible hausse de 0,002 à 0,03°C sur quatre stations de l'Algérois, seule la station de Mahelma qui montre une baisse de 0,03°C. En effet, le grand nombre des tendances significatives sont observées à la station de Ténès (7 sur 16).

Tableau 9. Tendance linéaire des indices de précipitations extrêmes calculée à un niveau de signification de 10%

	RX1day mm	RX5day mm	SDII mm/Jour	R10mm Jours	R20mm Jours	R25mm Jours	CDD Jours	CWD Jours	R95p mm	R99p mm	PRCPTOT mm
Cherchell	-0,33	-0,30	-0,01	-0,11	-0,04	-0,04	0,11	-0,03	-1,05	-0,32	-3,17
Hamiz	-0,30	-0,46	-0,04	-0,10	-0,07	-0,05	-0,08	0,01	-1,62	-0,79	-3,16
Larabaa Nath Irathen	0,06	-0,33	-0,01	-0,06	-0,05	-0,03	-0,01	-0,02	-1,09	-0,68	-2,54
Mahelma	-0,30	-0,34	-0,03	-0,10	-0,04	-0,02	0,33	-0,02	-1,57	-1,44	-2,81
Menaceur	-0,76	-1,75	-0,11	-0,04	-0,08	-0,07	-0,28	0,03	-4,55	-2,93	-3,32
Meurad	-0,37	-0,80	-0,05	-0,04	-0,03	-0,03	-0,13	0,003	-1,68	-1,20	-1,37
Tenès	-0,15	-0,18	-0,03	-0,06	-0,03	-0,02	-0,19	0,02	-0,85	-0,34	-1,42
Yakourène	0,22	0,09	-0,03	-0,07	-0,04	-0,05	0,00	-0,01	-0,17	0,60	-1,53
Bensekrane	-0,09	-0,36	-0,05	-0,11	-0,06	-0,04	-0,20	0,00	-0,96	-0,32	-2,06
Bouhenifa	0,05	0,00	-0,02	-0,11	-0,04	-0,03	-0,01	0,01	-0,74	0,00	-1,99
Oran	0,09	-0,09	-0,01	-0,07	-0,01	-0,01	0,45	0,00	-0,22	0,09	-1,04
Oued Sly	-0,04	-0,07	-0,01	-0,01	0,01	0,01	-0,14	0,03	0,19	-0,18	0,37
Aouf	-0,35	-0,66	-0,05	-0,10	-0,06	-0,04	-0,21	0,003	-1,78	-1,39	-2,32
Constantine	-0,12	0,02	0,00	-0,02	0,00	0,00	-0,13	0,000	-0,24	-0,44	0,06
Ghrib	-0,11	-0,50	-0,03	-0,05	-0,03	-0,04	-0,21	-0,01	-1,50	-0,80	-1,36
Tadjemout	0,11	0,08	-0,02	0,01	0,01	0,01	-0,39	0,02	0,20	0,14	0,84
Annaba	0,17	0,12	-0,01	0,03	-0,02	0,01	0,06	-0,01	-0,20	-0,58	0,22

Caractères gras: Tendance significative

Tableau 10. Tendance linéaire des indices de précipitations extrêmes calculée à un niveau de signification de 10%

	SU25	IDO	TR20	FD0	GSL	TXx	TXn	TNx	TNn	TX10P	TX90P	TN10P	TN90P	WSDI	CSDI	DTR
	Jours	Jours	Jours	Jours	Jours	°C	°C	°C	°C	%Jours	%Jours	%Jours	%Jours	Jours	Jours	°C
Cherchell	0,29	0,00	0,30	0,00	0,00	0,02	-0,02	0,02	-0,05	-0,14	0,09	-0,10	0,06	-0,08	-0,08	0,004
Hamiz	0,31	0,00	0,15	0,03	-0,01	-0,10	-0,01	0,00	-0,04	-0,06	0,02	-0,10	-0,03	-0,08	0,03	0,01
Larabaa Nath Irathen	0,09	0,00	0,09	0,00	0,01	-0,10	-0,03	-0,01	-0,02	0,00	0,00	-0,05	-0,05	-0,07	0,01	0,00
Mahelma	0,15	0,00	0,65	0,00	0,00	-0,08	0,01	0,03	0,00	0,02	-0,02	-0,27	0,20	-0,01	-0,13	-0,03
Menaceur	0,46	0,00	-0,06	0,05	-0,03	-0,03	0,01	0,01	-0,01	-0,02	0,10	0,13	-0,05	-0,01	0,17	0,03
Meurad	0,39	0,00	-0,06	0,17	-0,03	-0,04	0,02	0,02	-0,02	-0,06	0,09	0,11	-0,04	-0,02	0,19	0,03
Tenès	0,66	0,00	0,42	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	-0,03	-0,24	0,18	-0,19	0,18	0,14	-0,09	0,002
Yakourène	-0,06	0,00	0,15	-0,03	0,08	-0,05	-0,02	0,00	-0,02	0,02	0,00	-0,05	-0,02	-0,12	-0,03	0,00
Bensekrane	-0,63	0,00	0,90	0,00	0,00	-0,06	0,05	0,02	0,06	0,25	-0,03	-0,37	0,59	-0,01	-0,28	-0,06
Bouhenifa	0,38	0,00	-0,01	0,10	0,00	-0,02	0,04	0,03	0,02	-0,10	0,10	-0,05	-0,02	0,10	0,05	0,02
Oran	0,33	0,00	-0,07	-0,08	0,03	-0,03	0,07	0,00	0,04	-0,09	0,03	-0,20	0,06	0,06	-0,15	0,00
Oued Sly	0,38	0,00	-0,08	0,13	0,07	-0,01	0,01	-0,02	-0,03	-0,08	0,07	0,01	-0,08	0,06	0,17	0,03
Aouf	0,29	0,00	-0,07	0,12	0,06	-0,03	0,02	0,02	0,01	-0,04	0,06	0,02	-0,04	0,01	0,11	0,02
Constantine	0,12	0,00	0,04	0,35	-0,29	0,02	-0,01	0,03	-0,04	-0,05	0,08	0,09	-0,04	0,10	0,00	0,02
Ghrib	0,25	0,01	-0,04	0,31	-0,29	-0,01	0,02	-0,01	-0,02	-0,03	0,09	0,12	-0,07	-0,03	0,16	0,03
Tadjemout	0,49	0,00	0,35	0,13	0,08	0,05	0,00	0,07	-0,02	-0,14	0,23	-0,10	0,07	0,18	-0,07	0,02
Annaba	0,50	0,00	0,05	0,00	0,00	0,08	-0,02	0,02	-0,03	-0,15	0,26	0,13	0,10	-0,03	0,24	0,03

Caractères gras: Tendance significative

Cependant, les autres stations de l'Algérie du nord montrent des tendances similaires en signes mais faible en valeurs comme ceux détectées dans le bassin de l'Algérois. Ceci peut conduire à parler d'un réchauffement généralisé sur le Nord de l'Algérie mais qui se manifeste faiblement.

4.5. Détection des points de changement

Les séries de l'indice PRCPTOT ont fait l'objet de tests de détection des points de changement (rupture) à savoir le test de Pettitt et de Lee-Hehginian sous le logiciel Khronostat (1998). Les dates des ruptures détectées figurent dans le tableau 12. La décennie 1970 coïncide avec la majorité des dates de rupture détectées. D'autres points de changement sont considérés comme non significatifs, car ils sont situés sur l'une des deux limites des séries analysées. Ceci affecte fortement la puissance du test appliqué (Xie et al., 2014; Nayak & Villarini, 2016), la station de Yakourène et Constantine. Les points de changement détectés notent une baisse de 14 à 66% des apports annuels en précipitation sur l'ensemble des stations analysées, et de 18 à 66% sur la région de l'Algérois. Cette diminution coïncide avec celle enregistrée dans l'indice PRCPTOT. La baisse en précipitation a été déjà rapportée par des études similaires sur la variation des régimes de précipitations dans le nord Algérien (Meddi et al., 2002; Meddi & Hubert, 2003; Hallouz et al., 2013; Taibi et al., 2013) ainsi qu'au Maroc (Khomsi et al., 2016). Afin de cerner ce changement en précipitation et son impact sur la variabilité des ICE de précipitation, une redéfinition des tendances des ICE a été proposée au tour de deux périodes. L'année 1975 sépare ces deux périodes, comme étant une année commune pour l'apparition des dates de ruptures. Ce choix repose aussi sur le résultat des études similaires (Hallouz et al., 2013; Taibi et al., 2013). Cette approche vise à identifier la variabilité des ICE entre les deux périodes que définit l'année de point de changement (1975). En effet, la première période débute de 1940 à 1975 et la deuxième période de 1976 à 2013.

4.5.1. Sous période 1940-1975

L'analyse des tendances avant la rupture montre que sept stations sur un total de 17 stations comptent au minimum deux indices indiquant des tendances significatives soit à la baisse ou à la hausse (Tableau 13). Une hausse significative affecte majoritairement les stations de l'Algérois. La hauteur maximale des précipitations d'une journée (RX1day) et le cumul maximal des précipitations de 5 jours consécutifs (RX5day) accusent une augmentation de 0,8 à 1,9 mm pour l'indice RX1day aux stations de Tenès, Yakourène, Hamiz et Larabaa Nath Irathen ; et de 1,3 à 2,9 mm pour le RX5day à Hamiz et Larabaa Nath Irathen. Le nombre de

jours de précipitation supérieur à 10, 20 et 25 mm a connu respectivement une hausse de 0,2, 0,15 et 0,16 à Tenès. Cette dernière enregistre le plus grand nombre des tendances significatives avec 8 indices sur un total de 11 indices. Pour les autres stations du Nord de l'Algérie, un nombre faible des tendances significatives est rapporté, où les plus marquantes touchent la station d'Annaba situées à l'Est Algérien. Une tendance à la baisse est enregistrée à Annaba avec 0,21, 0,15 et 0,1 respectivement pour les indices R10mm, R20mm et R 25mm. En outre, les séquences sèches (CDD) montrent une augmentation de 1,2 et 1,7 jours à Aouf et Tadjemout, et une diminution au niveau de la station de Yakourène de 0,9 jour (station située sur les hauteurs de la Kabylie marquée des totaux pluviométriques élevés). Une hausse est observée pour les indices de R95p et R99p et PRCPTOT de 4,4, 3,2 et 7,5 mm à Tenès. Tandis qu'une diminution a touché Annaba avec 3 mm pour l'indice R95p et de 5,4 mm dans le total annuel des pluies. Il est à noter qu'aucune tendance significative n'a été trouvée au niveau des stations de Bensekrane, Bouhenifia, Oran et Menaceur.

Tableau 11. Dates de rupture sur les séries de PRCPTOT

Station	Pettitt	Lee-Heghinian	R (%)
	Année	Année	
Cherchell	1980	1980	-38,7
Hamiz	1975	1975	-66,2
Larabaa Nath Irathen	-	1976	-55,2
Mahelma	1982	1957	-36,6
Menaceur	1985	1954	-28,7
Meurad	-	1987	-48,3
Tenès	1978	1978	-18,7
Yakourène	-	1940	-36,8
Bensekrane	1975	1975	-34,6
Bouhenifa	1976	1976	-43,3
Oran	1976	1976	-25,2
Oued Sly	1979	2007	-36,6
Aouf	1975	1975	-48,3
Constantine	-	2010	17,8
Ghrib	-	1962	-14,4
Tadjemout	-	1979	21,1
Annaba	-	1953	-33,2

R : le taux de variation avant et après la date de rupture

4.5.2. Sous période 1976-2013

Les résultats présentés dans le Tableau 14 permettent d'illustrer une hausse significative de l'indice RX1day qui varie entre 0,4 et 0,5 mm dans les stations de l'ouest algérien (Bouhenifia, Oran et Oued Sly). Cette hausse est aussi affichée pour l'indice RX5days avec 0,83 à Bouhenifia et 1 mm à Oued Sly. L'indice de l'intensité simple de précipitation (SDII)

mentionne une diminution généralisée sur 5 stations à savoir : Tenès, Menaceur, Aouf, Meurad et Tadjemout où les valeurs oscillent entre 0,06 et 0,08 mm/jour. Une tendance significative positive caractérise le nombre de jours ayant une précipitation supérieure à 10, 20 et 25 mm avec 0,2, 0,1 et 0,09 jours à Oued Sly. Cependant, l'indice R25mm montre une hausse de 0,03 jours à Bouhenifia et une baisse de 0,07 jours à Meurad. En outre, les séquences humides marquent une tendance significative à la hausse dans les stations de l'Ouest Algérien (Bensekrane, Bouhenifia, Oran, Oued Sly et Tenès) et au niveau de la station de Ghrib où la variation est entre 0,03 et 0,1 jours. L'indice des séquences sèches consécutives (CDD) signale une augmentation de 1,02 jour sec à Oran (Ouest), et une diminution de 0,67 jours à Hamiz (Algérois). Sur les 7 valeurs des tendances significatives que compte le bassin de l'Algérois, une seule valeur marque une tendance significative à la baisse de 3,3 mm à la station de Meurad (au centre du pays) pour l'indice R95p. Tandis que sur les autres stations de l'Algérie du Nord, la station d'Oued Sly marque des tendances significatives pour tous les indices calculés sauf pour le CDD. Une hausse importante de 8,5 mm est enregistrée sur l'indice PRCPTOT et de 4,5 mm pour l'indice R95p à Oued Sly. Cette hausse se manifeste aussi à la station de Bouhenifia avec respectivement 2,5 et 1,4 mm. Ceci renseigne sur l'augmentation des jours très pluvieux dans ces régions durant la période 1976-2013 qui peut être expliqué par le retour de la période humide qu'ont connu les années 2000. L'étude de la tendance des indices extrêmes de précipitation illustre que le comportement de régime de précipitation des différentes stations au sein de la même région n'est pas homogène. Cette constatation impose une analyse minutieuse des conditions physiques (géographique et topographique) et des circulations atmosphériques afin de révéler l'impact de cette irrégularité sur les événements climatiques extrêmes dans le Nord de l'Algérie.

Tableau 12. Tendance linéaire des ICE de précipitation à un niveau de signification de 10% pour la première période de 1940 à 1975

	RX1day mm	RX5day mm	SDII mm/Jour	R10mm Jours	R20mm Jours	R25mm Jours	CDD Jours	CWD Jours	R95p mm	R99p mm	PRCPTOT mm
Cherchell	-0,35	-0,36	0,04	0,01	0,11	0,05	0,47	-0,03	-0,92	-0,75	-1,39
Hamiz	0,83	1,35	0,05	0,02	0,05	0,07	0,39	0,05	3,92	1,96	3,10
Larabaa Nath Irathen	1,52	2,92	0,02	0,06	-0,04	-0,05	-0,47	0,00	3,74	2,85	2,98
Mahelma	-1,36	-0,88	0,04	0,03	0,23	0,16	0,06	-0,06	-1,98	-5,05	-0,62
Meurad	-0,73	-0,83	0,09	0,00	0,09	0,05	-0,12	-0,09	1,01	-1,40	0,91
Tenès	1,30	1,22	0,10	0,23	0,15	0,16	-0,33	-0,01	4,46	3,29	7,52
Yakourène	1,96	1,91	-0,01	0,08	0,04	0,07	-0,97	0,15	4,23	3,22	5,66
Bensekrane	0,02	0,11	-0,01	-0,14	-0,02	0,00	0,50	-0,01	0,40	-0,27	-0,93
Bouhenifa	-0,03	-0,47	0,05	0,09	0,05	0,02	-0,15	-0,02	0,55	0,46	2,34
Oran	0,47	0,37	0,00	0,12	-0,01	-0,01	-0,74	0,02	-0,24	0,51	3,54
Oued Sly	-0,24	-0,31	0,06	-0,01	0,06	0,04	0,95	-0,10	0,86	0,33	0,07
Aouf	-0,31	-0,74	-0,02	0,11	-0,09	-0,05	1,24	0,03	-3,98	-1,63	-0,58
Constantine	-0,18	-0,62	-0,06	-0,29	-0,01	0,08	-0,38	0,00	0,06	-0,55	-3,45
Ghrib	-0,50	-0,78	-0,03	-0,06	-0,08	-0,08	-0,58	-0,14	-3,19	-1,75	-3,34
Tadjemout	0,08	-0,01	-0,04	-0,03	-0,01	0,01	1,75	-0,03	-0,10	0,00	-1,93
Annaba	-0,29	-1,22	-0,07	-0,22	-0,15	-0,11	-0,80	-0,04	-3,06	-0,89	-5,47

Caractères gras: Tendance significative

Tableau 13. Tendence linéaire des ICE de précipitations à un niveau de signification de 10% pour la première période de 1976 à 2013

	RX1day mm	RX5day mm	SDII mm/Jour	R10mm Jours	R20mm Jours	R25mm Jours	CDD Jours	CWD Jours	R95p mm	R99p mm	PRCPTOT mm
Cherchell	0,30	0,61	0,03	-0,04	0,00	0,01	0,15	0,02	1,85	1,47	-0,13
Hamiz	-0,25	-0,39	-0,05	-0,02	-0,04	-0,07	-0,67	0,01	-1,19	-0,35	-0,05
Larabaa Nath Irathen	-0,12	-0,56	0,01	-0,03	-0,02	0,02	-0,38	-0,01	0,71	-0,21	-0,89
Mahelma	0,25	0,10	0,00	-0,04	-0,04	0,01	0,22	-0,02	0,32	0,31	0,20
Menaceur	-0,43	-1,10	-0,09	0,01	-0,05	-0,05	-0,19	0,04	-1,91	-0,87	0,14
Meurad	-0,54	-0,61	-0,07	0,09	-0,03	-0,08	0,22	0,05	-3,31	-0,99	0,76
Tenès	-0,09	-0,02	-0,08	0,08	-0,01	-0,02	0,05	0,08	0,00	0,62	2,90
Yakourène	0,06	0,62	0,00	0,03	0,06	0,06	-0,51	0,05	0,08	0,42	0,71
Bensekrane	-0,05	-0,23	-0,02	-0,01	-0,03	-0,01	-0,40	0,05	-0,30	0,16	1,17
Bouhenifa	0,44	0,84	0,01	0,01	0,01	0,03	-0,10	0,09	1,49	0,85	2,53
Oran	0,58	0,14	0,02	0,03	0,03	0,02	1,03	0,04	1,19	0,57	1,62
Oued Sly	0,56	1,02	0,05	0,29	0,15	0,10	-0,38	0,11	4,59	1,69	8,51
Aouf	0,06	0,01	-0,07	-0,08	-0,03	-0,01	-2,08	0,05	-0,58	-0,18	1,53
Constantine	-0,17	-0,37	-0,03	-0,07	0,02	0,01	0,12	0,05	-0,18	-1,99	0,63
Ghrib	-0,13	-0,26	-0,01	0,06	-0,01	-0,03	-0,50	0,06	-1,32	-0,74	3,07
Tadjemout	-0,31	-0,38	-0,06	-0,01	-0,02	-0,01	-0,28	0,04	-0,86	0,06	-0,25
Annaba	0,04	0,12	-0,02	0,03	0,05	0,05	-0,10	0,01	1,08	-0,60	1,30

Caractères gras: Tendence significative

4.6. Téléconnexion avec les indices d'oscillation atmosphérique

Afin de montrer l'éventualité de l'existence de lien et l'influence des GOA (grande oscillation atmosphérique) sur la variabilité des ICE dans l'Algérois et tout le Nord algérien, une ACC (analyse canonique de corrélation) est réalisée entre les ICE et les quatre indices des GOA (AMO, NAO, WEMO, SOI) qui influencent la région d'étude (Meddi et al., 2010; Trambly et al., 2013; Taibi et al., 2017 ; Karahacane et al., 2018 ; Taibi et al., 2019 ; Hallouz et al., 2020 ; Bougara et al., 2020). La structure des coefficients canoniques calculés entre les variables indépendantes (les indices de GOA) et les variables dépendantes (ICE) est illustrée par les tableaux 15 et 16.

Tableau 14. Coefficients de structure calculés entre les ICE de précipitations et les indices des GOA

Variables	V1	V2	V3	V4	W1	W2	W3	W4
RX1DAY	0,259	-0,226	-0,267	0,266				
RX5DAY	0,268	-0,328	-0,452	0,437				
SDII	0,522	-0,268	-0,564	-0,072				
R10mm	-0,001	-0,460	-0,763	0,115				
R20mm	0,097	-0,312	-0,696	0,025				
CDD	0,583	0,117	0,017	0,182				
CWD	-0,317	-0,803	-0,002	0,256				
R95P	0,275	-0,532	-0,448	-0,042				
R99P	0,327	-0,349	-0,202	0,232				
PRCPTOT	-0,071	-0,461	-0,746	0,091				
WEMO					-0,847	0,384	0,335	0,151
NAO					-0,566	-0,382	-0,295	0,669
AMO					0,424	0,706	-0,564	0,050
SOI					0,533	0,338	0,588	0,507
VE (%)	10,49	18,15	24,59	4,43	37,54	22,65	21,58	18,25

VE: variance expliquée du facteur canonique ; Caractère gras: corrélation significative

La définition des nouveaux axes canoniques est extraite à partir des variables dépendantes (ICE de précipitation et de température) pour les axes V1, V2, V3, et V4, et sur les variables indépendantes (indices GOA : AMO, NAO, SOI, WEMO) pour les axes W1, W2, W3, et W4. Ces axes permettent d'identifier la connexion entre ces variables à travers les coefficients qui déterminent la grandeur de cette relation. La fiabilité de cette dernière est référée à la valeur de la variance expliquée (VE). D'après la valeur de VE sur l'axe W1 avec 37,5% indique que les trois indices NAO, WEMO et SOI influencent significativement les ICE de précipitations

auxquels ils sont préalablement corrélés. L'axe canonique W4 avec une valeur de la VE de 41,7% exprime que les indices AMO et NAO ont une influence sur les ICE de températures corrélés avec cet axe. Constatant l'absence de corrélation significative sur les ICE de température, l'axe W1 avec une valeur de la VE de 25,1% a une influence majeure sur les ICE de températures comparé à l'axe W4. En effet, les indices SDII et CDD expriment une corrélation positive avec l'indice SOI et une corrélation négative avec le WEMO et NAO. Ceci peut affecter la hausse en intensité journalière des précipitations ainsi que la durée des séquences sèches dans le Nord Algérien. Tandis que les indices WEMO et NAO présentent un effet décroissant sur ces mêmes indices. L'indice AMO montre une corrélation négative avec les indices CWD et R95p, et une corrélation positive avec les indices SDII, R10mm, R20mm, et PRCPTOT. Ces derniers présentent une corrélation négative avec l'indice SOI, montrant un effet décroissant sur les indices extrêmes de précipitation.

Tableau 15. Coefficients de structure calculés entre les ICE de températures et les indices des GOA

Variables	V1	V2	V3	V4	W1	W2	W3	W4
SU25	0,288	0,306	-0,136	-0,028				
TR20	0,171	0,131	0,223	0,134				
TXX	-0,081	0,038	-0,094	0,065				
TX10p	-0,566	-0,285	-0,006	-0,232				
TX90p	0,304	0,75	-0,163	-0,019				
TN10p	-0,791	0,139	-0,323	0,196				
CSDI	-0,209	-0,022	-0,808	0,316				
DTR	0,011	0,101	-0,113	0,093				
WEMO					-0,905	0,105	0,151	0,384
NAO					-0,112	-0,187	0,064	0,974
AMO					0,296	-0,616	0,381	-0,623
SOI					0,292	0,318	0,793	-0,43
VE (%)	15,01	9,83	10,92	2,80	25,11	13,16	20,02	41,73

VE: variance expliquée du facteur canonique ; Caractère gras: corrélation significative

Les résultats de l'ACC entre les indices de GOA et les ICE de température indiquent que trois indices de GOA (WEMO, AMO, SOI) affectent la variabilité des ICE de températures. Un effet de diminution dans le nombre des séquences fraîches (CSDI) et les jours relativement chauds (TX90p) sous l'influence respectivement de l'indice SOI et AMO. Tandis qu'un effet d'accroissement touche le taux des nuits fraîches (TN10p) et des jours frais (TX10p) sous l'effet du WEMO.

4.7. Discussion

L'analyse de changement dans les ICE est l'objectif recherché dans cette étude. Les relevés journaliers de températures extrêmes (Tmin et Tmax) et de précipitation font l'objet de définition des ICE. Un total de 17 stations météorologiques de l'Algérie du Nord dont 8 stations du bassin hydrographique de l'Algérois ont été investiguées dans cette analyse. Une répartition géographique couvrant toute la région d'étude de l'Est à l'Ouest, et des régions côtières jusqu'au nord de l'Atlas saharien. La méthode de régression des moindres carrés est utilisée pour calculer la tendance des ICE sous le RCLimDex, où les tendances significatives ont été établies au seuil de 10%. Les tendances des indices extrêmes de température sont déterminées durant la période de 34 ans de 1979 à 2013. Les résultats de tendance ont révélé des changements importants et généralisés associés au réchauffement dans la majeure partie de cette région, en particulier avec les indices de température minimale ainsi que les indices de température maximale. L'augmentation de l'intensité des températures extrêmes est identifiée avec les SU25, TX90p et TR20. Ces mêmes tendances ont été montrées par Hallouz et al. (2019). Principalement, 39 valeurs positives contre 19 négatives de tendance significative identifiées expriment un réchauffement important qui affecte toute la région. Par conséquent, cette augmentation montre un réchauffement qui se manifeste lentement ($0,07^{\circ}$ C) sur la période analysée (34 ans) qui pourrait être prouvé si une base de données plus longue était disponible. Le signal de réchauffement est fort aux stations côtières (par exemple, Tenès et Annaba). Cette observation est également rapportée par El Kenawy et al. (2019). En effet, la diminution est décelée sur les indices de fréquence (TX10p and TN10p) et les indices de durée (CSDI) indiquant que les périodes fraîches tendent à se réchauffer davantage. Ce résultat concorde avec ceux des études régionales (Donat et al., 2013; Sensoy et al., 2013; Filahi et al., 2015; Ait Ouhamchich et al., 2018; Abbasnia & Toros, 2019; Hu et al., 2020). Ainsi, il est observé que ce réchauffement est plus faible à l'est et le centre du nord de l'Algérie. Ce réchauffement peut entraîner une hausse importante dans la consommation énergétique ce qui causera une augmentation dans les émissions des gaz à effet de serre issus de leurs utilisations dans la production de l'électricité qui est faite intégralement à partir des énergies fossiles (p. ex : gaz naturel).

En effet, la tendance des indices extrêmes de précipitations est définie sur 73 ans pour la période 1940 à 2013. Des tendances significatives à la baisse touchent tous les indices calculés présentant ainsi une certaine cohérence spatiale sur le Nord algérien. En effet, le régime des précipitations est caractérisé par une grande variabilité spatio-temporelle, avec un

effet ressenti de la brise mer-brise terre. En outre, un climat Subhumide domine la région Nord-Est jusqu'au centre où la moyenne interannuelle des précipitations varie de 1100 à 500 mm de l'Est vers le centre. Un climat semi-aride domine les régions de Bensekrane, Bouhenifia, Oran, Aouf et Constantine avec une précipitation moyenne annuelle de 400 à 550 mm. Tandis que la station de Tadjemout appartient au climat désertique avec une moyenne de 160 mm pour les précipitations interannuelles. Cette diversité en type de climat permet de mieux illustrer la variabilité des extrêmes climatiques. Ainsi, la complexité du relief et la diversité géographique dans l'Algérie du nord renforce l'influence de la mer Méditerranée, en particulier dans la zone côtière. En effet, la baisse affecte manifestement les indices de PRCPTOT, R95p et R99p. La diminution maximale est de 3 mm pour la quantité annuelle de précipitations sur le bassin de l'Algérois (Menaceur, Hamiz, and Cherchell), et de 4,5 mm pour l'indice des fortes précipitations à Menaceur. Ainsi, la hausse dans l'indice CDD indique l'installation des conditions sèches (Zhang et al., 2011) et un potentiel de stress hydrique dans ces régions (Aerenson et al., 2018). En revanche, une hausse des températures extrêmes accroît l'évapotranspiration et réduit l'humidité du sol. De telles conditions combinées à de faible précipitation affectent fortement les rendements de l'agriculture pluviale et l'approvisionnement en eau dans ces régions (Waha et al., 2017). Ceci augmente considérablement la demande en eau d'irrigation et pourrait limiter la disponibilité des ressources en eau qui sont déjà faibles voire rares. Ce constat révèle l'importance à accorder dans le traitement des relevés journaliers de précipitation connus par leur hétérogénéité et leur irrégularité dans le temps et dans l'espace. Par conséquent, l'application d'indices climatiques extrêmes est très prometteuse pour surveiller les conditions climatiques, planifier le calendrier d'irrigation et évaluer les risques climatiques extrêmes. Constamment, une tendance à la baisse des indices extrêmes de précipitation est cohérente et provoquée par la diminution des précipitations qui se produit dans la région méditerranéenne (Klein Tank et al., 2009; Seneviratne et al., 2012; Lionello, 2012; Raymond et al., 2019) ainsi que dans les pays de l'Afrique du Nord (Waha et al., 2017). En revanche, un comportement différent a été détecté au Maroc par Filahi et al. (2015) indiquant une tendance positive significative dans les indices de précipitations extrêmes. Ceci peut s'expliquer par l'effet de la barrière orographique représentée par les montagnes de l'Atlas entre l'Algérie et le Maroc. Ces résultats sont largement similaires à ceux des études précédentes à l'échelle nationale sur les données quotidiennes (Hamlaoui-Moulai et al., 2012; Benhamrouche et al., 2015; Hallouz et al., 2019; Benzater et al., 2019), et sur les données mensuelles et annuelles (p. ex. :Taibi et al., 2017; Zeroual et al., 2017, Zeroual et al., 2019). A l'échelle régionale, les résultats des recherches

trouvés précédemment montrent une tendance négative dans les précipitations extrêmes sur les pays du Maghreb par Trambly et al. (2013); au Maroc par Khomsi et al. (2016); Ait Ouhamchich et al. (2018) et Hadri et al. (2020); en Espagne et en Portugal par Bartolomeu et al. (2016); en Turquie par Sensoy et al. (2013); Baltacı et al. (2017) et Abbasnia & Toros (2019). Ainsi, différents travaux annoncent les mêmes résultats à l'échelle mondiale (Seneviratne et al., 2012; Casanueva et al., 2014; Guan et al., 2014; Zhou et al., 2015; Panda et al., 2016). Les années de ruptures détectées sur les séries annuelles de PRCPTOT sont observées entre 1975 et 1985, exprimant une diminution significative de 14 à 66 % dans le cumul annuel en précipitation. D'après ces résultats, il paraît pertinent de recalculer les tendances autour d'une année commune, dont un choix justifié a été porté pour l'année 1975. Les indices PRCPTOT, RX1day, RX5days annoncent une hausse sur les deux périodes analysées, tandis que cette hausse ne touche pas les mêmes stations durant les deux périodes. Cependant, la hausse affecte la région de l'Algérois durant la première période (1940 à 1975) et la région de l'Ouest durant la deuxième période (1976 à 2013).

De plus, la compréhension du lien entre la variabilité des extrêmes climatique et les oscillations atmosphériques est menée en appliquant l'ACC. Quatre indices des GOA ont été sélectionnés en fonction de leur influence sur les conditions climatiques dans le Nord de l'Algérie, à savoir: AMO, NAO, WEMO et SOI. Les facteurs canoniques présentent des corrélations significatives de 0,5 à 0,9 exprimant une corrélation modérée à forte entre les indices GOA et ICE. Des corrélations significatives sont observées sur quelques indices de température extrêmes (4 sur 8 indices) et 7 sur 10 des indices de précipitation extrêmes. Les résultats obtenus montrent que l'indice WEMO a un effet de réchauffement sur les indices des nuits fraîches et les jours frais, ainsi l'indice SOI sur CSDI. Et ce, contrairement à l'indice AMO qui présente un effet de refroidissement sur les séquences des jours chauds. Cependant, les indices de SDII et CDD s'accroissent sous l'effet de SOI. En effet, ce dernier amplifie les conditions de fortes précipitations qui ont un impact direct sur le sol (risque d'érosion) et l'activité agricole (labour et structure du sol). Alors que les indices NAO et WEMO ont un effet opposé que le SOI et ce, en diminuant les indices SDII et CDD. En outre, l'indice AMO exprime un effet décroissant sur les séquences pluvieuses ainsi que les jours très pluvieux, et un effet croissant sur les indices SDII, R10mm, R20mm et PRCPTOT (Karahacane et al., 2018). Cet effet est inversé par l'influence de l'indice SOI en installant des conditions sèches. Ces résultats corroborent avec ceux discutés par Donat et al. (2013) indiquant une corrélation forte entre l'indice d'oscillation australe El Nino et les températures extrêmes qu'avec les

précipitations extrêmes. Pour ainsi, les températures extrêmes sont fortement affectées par la NAO dans les pays de l'ouest de la région arabe. Taibi et al (2017) désignent une corrélation négative entre NAO et les indices de précipitations, alors que ces derniers sont positivement corrélés avec SOI. De plus, SOI et WeMO montrent une corrélation négative avec les températures extrêmes, et une corrélation positive entre les précipitations extrêmes et le SOI rapporté par Zeroual et al. (2017). Duzenli et al. (2018) montrent que les précipitations extrêmes sont principalement affectées par NAO pendant la saison d'hiver, et par SOI et WeMO pendant la saison estivale en Turquie. Redolat et al (2019) dans une étude régionale sur le bassin Méditerranéen discutent une faible influence de l'indice NAO sur la variabilité des précipitations, tandis que l'AMO affecte significativement les températures extrêmes (Karahacane et al., 2018). Le nombre des jours sec est négativement corrélé avec SOI, et positivement avec AMO et WEMO rapporté par Hallouz et al. (2020). D'autre part, des recherches illustrent que les indices GOA sont reliés entre eux, en particulier les événements El Niño qui sont à l'origine de tous les changements dans le mode de manifestation du GOA (Neiman et al., 2018). Par exemple, les conditions chaudes anormales sont générées pendant la période négative de SOI coïncident avec El Niño, et les conditions froides anormales se manifestent lorsque la période positive de SOI coïncide avec La Niña. Par conséquent, des travaux futurs devraient être menés afin de comprendre les mécanismes physiques de la circulation atmosphérique derrière ces connexions et pour surveiller la variabilité des extrêmes climatiques.

4.8. Conclusion

L'analyse des extrêmes climatiques est menée afin de déceler la variabilité au sein des températures extrêmes ainsi que les précipitations extrêmes. Une gamme de 27 indices a été calculée sur la base des séries journalières de précipitation de 1940 à 2013 et de température de 1979 à 2013. Ces indices sont proposés par ETCCDI dans le but de surveiller le changement climatique. Cette analyse se focalise sur le bassin de l'Algérois, ainsi que sur d'autres stations de l'Algérie du Nord afin d'illustrer au mieux la variabilité des phénomènes étudiés et aussi pour avoir une comparaison constructive entre les différentes régions géographiques. Les tendances linaires montrent des baisses significatives sur les ICE de précipitation qui affectent manifestement le bassin de l'Algérois que les autres régions du Nord Algérien. Le cumul annuel de précipitation enregistre une baisse entre 2,5 à 3,3 mm sur l'Algérois et de 1,3 à 2,3 mm sur les autres stations. Cependant, les ICE de température expriment des tendances significatives vers des conditions de réchauffement exprimés sur le

nombre des jours chauds, les nuits tropicales ainsi que les jours et les nuits chauds. Une faible diminution affecte des températures maximales de l'ordre de 0,05 à 0,1 °C sur l'Algérois. Cependant, les dates de rupture sur les séries de précipitation annuelle sont enregistrées entre 1975 et 1985, avec une diminution de 14 à 66 % qui affecte principalement le bassin de l'Algérois. Afin de comprendre l'influence et la connexion entre la variabilité des ICE et les GOA, une ACC a été réalisée. Les indices GOA influencent majoritairement les ICE des précipitations comparées à ceux des températures. L'indice SOI affecte une hausse des précipitations extrêmes qui se manifestent par une baisse sous l'effet de NAO et WEMO. Alors que l'indice AMO influence par une baisse sur les indices de durée et par une hausse sur les indices d'intensité. Cependant, les ICE de température expriment une hausse sous l'effet de WEMO et SOI, et un effet de refroidissement sous l'indice AMO.

CHAPITRE V

**ANALYSE FREQUENTIELLE DES
EXTREMES HYDROLOGIQUES (CRUES)**

Chapitre V

Analyse fréquentielle des extrêmes hydrologiques (crues)

Ce chapitre s'intéresse à une analyse fréquentielle multivariée des extrêmes hydrologiques et ce, afin de répondre à l'objectif du deuxième axe de recherche menée dans cette thèse. En effet, les crues ont été abordées dans cette analyse comme étant un phénomène extrême hydrologique par rapport aux dégâts qu'elles engendrent. La crue est définie par trois variables caractéristiques à savoir : la durée, le volume et le débit de pointe. Ces variables sont extraites à partir de l'hydrogramme annuel tracé en fonction des relevés de débit moyen journalier. L'AF (analyse fréquentielle) multivariée sert à désigner le couple de variable qui décrit le mieux l'évènement de crue et donne une meilleure estimation du risque étudié. Un choix méticuleux des bassins et des stations hydrométriques analysées repose sur la lourdeur des dégâts et des impacts déjà observés dans l'Algérie du Nord. Ceci, permet de cerner au mieux l'application de cette méthode (AF multivariée) dans plusieurs contextes climatiques, ce qui permet une comparaison constructive des résultats dégagés. La problématique et l'objectif de cette étude ainsi que l'approche adoptée seront évoqués dans l'introduction. Une illustration des différents résultats de l'AF univariée et multivariée est présentée suivie d'une discussion.

5.1. Introduction

A travers les dégâts matériels et les pertes humaines causés par les évènements hydrologiques extrêmes, un consensus mondial sur l'importance de l'étude de ces évènements est ressenti. Ceci est exprimé travers les recherches menées ainsi que sur les avancements des techniques et les méthodes d'analyse développés pour ces extrêmes. Une de ces méthodes les plus prometteuses en hydrologie est l'AF. Celle-ci vise à associer l'ampleur d'un évènement extrême hydrologique à sa fréquence d'occurrence via les distributions statistiques de probabilité (Chow et al., 1988 in Rao & Hamed, 2000). Ce type d'analyse est largement sollicité par les ingénieurs et les gestionnaires des ressources en eau dans le dimensionnement des structures hydraulique. L'AF s'articule sur quatre étapes principales à savoir : analyse exploratoire et détection des valeurs aberrantes ; vérification des hypothèses de base de stationnarité, d'homogénéité et d'indépendance ; modélisation et estimation des paramètres ; évaluation et analyse des risque (Chebana, 2012). Parmi les extrêmes hydrologiques, les crues apparaissent comme étant des évènements les plus dangereux et les plus catastrophiques. Vu leur caractère complexe, les crues sont décrites par trois variables comprenant sa durée (D),

son volume (V) et son débit de pointe (Q_p). En effet, l'analyse des risques associés doit être traitée par une approche probabiliste multivariée (Reddy & Ganguli, 2012; Salvadori et al., 2016; Sahani et al., 2019). Dans ce contexte, l'AF univariée (basée sur une seule variable) présente un certain nombre de limitations et des inconvénients qui conduisent à considérer l'AF multivariée. Cette dernière fait l'objet d'un nombre croissant d'études (Zhang, 2005; Grimaldi & Serinaldi, 2006b; Kao & Govindaraju, 2007; Chebana & Ouarda, 2009; Chowdhary, 2009; Chebana & Ouarda, 2011a, Serinaldi & Kilsby, 2013; Requena et al., 2013; Genest & Chebana, 2017). Cependant, les étapes de l'AF sont couramment utilisées pour étudier le risque des crues dans le cadre univarié (Cunnane, 1987; Rao & Hamed, 2000) ce qui n'est pas le cas dans le contexte multivarié (Chebana et al., 2013 ; Karahacane et al., 2020).

L'approche de la copule surmonte la restriction de l'AF univariée en permettant une combinaison de différents types de distributions marginales. Elle offre également un choix plus large de structure de dépendance admissible par rapport à l'approche conventionnelle (Chowdhary, 2009). L'utilisation des copules dans l'AF multivariée devient un outil approprié pour étudier la structure de dépendance entre les différentes variables (Balistocchi et al., 2017). En outre, plusieurs études ont considéré les copules dans l'AF multivariée, par exemple De Michele & Salvadori (2003) ont identifié la relation entre l'intensité et la durée des pluies orageuses en Italie en utilisant la copule de Frank. Renard & Lang (2006) proposent l'application de la copule gaussienne sur l'atténuation des crues en France. Grimaldi & Serinaldi (2006a) ont prouvé l'adéquation de deux copules (Frank et Gumbel) sur les caractéristiques de crue analysées pour la rivière Kanawha en Virginie-Occidentale (USA). Chebana & Ouarda (2007, 2009) ont présenté une analyse régionale multivariée des crues utilisant une copule et des L-moments multivariés. La copule de Gumbel a été utilisée par Leonard et al. (2008) pour coupler les distributions marginales maximales des précipitations saisonnières sur le bassin Murray – Darling, Australie. El Adlouni & Ouarda (2008) ont proposé l'application des copules pour analyser la dépendance du niveau d'eau du lac Saint-Louis sur le débit maximal de la rivière Châteauguay au Québec (Canada). Leite Rosa (2011) a indiqué que les copules de Frank et de Clayton s'ajustent bien à l'étude de la relation entre le débit maximal et le volume en Portugal. Pour établir la relation entre les différentes caractéristiques de crue Salarpour et al. (2013) ont appliqué la t-copule sur la rivière Johor en Malaisie. La copule de Gumbel a été choisie comme modèle le plus approprié pour l'AF des débits de pointe, des volumes d'hydrogramme et des concentrations de

sédiments en suspension par Bezak et al. (2014). L'AF de la sécheresse dans le bassin de la Medjerda (Tunisie) a été réalisée en utilisant les copules par Hamdi et al. (2016), cette étude peut être considérée comme la toute première analyse multivariée dans le Nord de l'Afrique.

Cependant, en Algérie l'AF des crues a toujours été menée sous différentes formes impliquant le contexte univarié, soit sur les débits de crues (Ketrouti & Meddi, 2012; Rezak, 2014), soit sur le débit maximal journalier (Boutoutaou et al., 2011). D'autres données sont utilisées dans l'AF univariée des crues à savoir : la pluie maximale journalière (Meddi & Belhadj Bouchaib, 2010; Benhattab et al., 2014) ; le débit maximal annuel (Benameur et al., 2017) sous le climat aride (à Biskra dans le sud algérien). Aussi, les courbes intensité-durée-fréquence (IDF) ont servi pour décrire le seuil de précipitation génératrice de crue (Yamani et al., 2016). L'Algérie a connu durant toute son histoire des inondations dévastatrices causant des pertes humaines et économiques très importantes (www.emdat.be; Wallemacq, 2018). Dès les années 60, ce phénomène a connu une augmentation inquiétante en termes d'amplitude et occurrence. En raison de nombreuses inondations tragiques en Algérie (Tableau 1, annexe A), la mise en place des projets de lutte contre les inondations et pour atténuer leurs impacts figure comme une urgence réalité à réaliser. A cet effet, un plan national de 575 opérations de lutte contre les inondations avec un budget de 2 milliards de Dollars touchant 33 wilayas du nord parmi les 42 wilayas que compte ce plan. Malheureusement, ces efforts fournis n'ont pas répondu aux résultats souhaités (Lahlah, 2004). Le phénomène continue à enregistrer de graves dégâts humains et économiques. L'occurrence des inondations enregistre une hausse importante durant ces deux dernières décennies (MRE, 2018). Chaque année, un nombre de sept à dix inondations de grandes ampleurs affecte principalement les grandes villes (MRE, 2018). Ceci montre le caractère vulnérable de ces régions qui peut aggraver les impacts de ce risque naturel qui s'accroît sous l'effet du changement climatique (Seneviratne et al., 2012; IPCC, 2014). Pour cela, trouver de nouvelles techniques et méthodes d'étude des crues paraît une solution très recherchée et sollicitée pour la lutte contre les inondations (Karahacane et al., 2020). L'ampleur des dégâts engendrés imposent aux décideurs et aux gestionnaires à appliquer des techniques plus performantes dans le dimensionnement des projets d'aménagements. Dans ce contexte, le présent travail a pour but d'analyser les crues dans l'Algérie du Nord en se focalisant sur les régions les plus touchées (voir Tableau 1, annexe A) par ce phénomène. Ces bassins nécessitent des plans d'aménagements adéquats pour atténuer les risques des crues. L'AF multivariée offre un outil robuste pour le dimensionnement d'installations appropriées sur la base d'une évaluation plus précise des risques d'inondation

(Callau Poduje et al., 2014; Balistocchi et al., 2017; Jiang et al., 2019; Zhou et al., 2019; Liu et al., 2019).

Ainsi, l'objectif de cette étude est de considérer l'AF multivariée pour les bassins nord-algériens à partir des techniques les plus récentes avec une analyse complète. Cette étude est appliquée sur 11 différentes stations hydrométriques dans le Nord de l'Algérie. D'autre part, le présent travail est considéré comme une étude complète de l'AF multivariée comprenant la détection des valeurs aberrantes multivariées, les tests d'hypothèses multivariées qui sont rarement rapportés dans la littérature hydrologique, la modélisation et l'évaluation des risques (Karahacane et al., 2020). En effet, Chebana et al. (2013) indiquent que le fait d'ignorer l'étape de test d'hypothèses dans l'AF multivariée peut conduire à des résultats inexacts ou erronés et donc à des décisions inappropriées concernant, par exemple, la conception des infrastructures hydrauliques.

5.2. Extraction des variables de crue

Les variables de crue sont définies sur les séries journalières de débit en appliquant la méthode de l'indice de débit de base sur l'hydrogramme annuel des stations hydrométriques étudiées. Chaque série de débit journalier permet d'extraire trois séries de variables (D , V , Q_p) en indiquant la date de début (d_s) et la date de fin (d_e) de chaque évènement. Les valeurs manquantes dans les variables extraites sont dues à la présence d'une ou plusieurs valeurs manquantes dans la base de données brute. Les séries de variables extraites des stations du bassin de l'Algérois sont présentées dans les tableaux 16, 17 et 18. Les séries des autres stations hydrométriques sont présentées dans l'annexe B.

Les dates des crues montrent que plus de 50% des crues analysées se produisent pendant la saison d'hiver (décembre, janvier et février), le printemps (40 à 20%) puis l'automne et rarement en été (0 à 19%). Ces observations sont valables dans les stations hydrométriques de l'Est et du Centre du Nord Algérien. Cependant, les stations de l'extrême Ouest (Ghazaouet, Sidi Ali Ben Youb et Taria) indiquent des comportements différents, où l'automne et le printemps dominant par les dates des crues. La saison estivale enregistre entre 11 à 26% du total des crues dans cette région. La transition entre le climat méditerranéen et semi-aride crée un régime hydrologique mixte sur les régions de l'extrême Nord-Ouest (station de Ghazaouet). L'oued Soultès (station de Timgad) se caractérise par un régime hydrologique complexe sous un climat semi-aride. Un régime hydrologique simple domine les autres bassins étudiés (Meddi et al., 2017).

Tableau 16. Données extraites pour la station d'Azzefoun

Année	D (jours)	V (m ³)	Qp (m ³ .s ⁻¹)	ds	de	dp
1988	9	0,28	0,82	06/03/1988	14/03/1988	06/03/1988
1989	11	2,49	8,22	07/12/1988	17/12/1988	14/12/1988
1990	4	0,05	0,52	10/04/1990	13/04/1990	10/04/1990
1991	9	1,32	7,43	22/12/1990	30/12/1990	24/12/1990
1992	10	1,81	8,17	06/04/1991	15/04/1991	09/04/1992
1993	8	1,97	6,57	28/12/1992	04/01/1993	31/12/1992
1994	10	0,97	5,3	20/01/1994	29/01/1994	24/01/1994
1995	8	2,06	5,79	04/01/1995	11/01/1995	07/01/1995
1996	7	1,35	8,66	28/02/1996	05/03/1996	28/02/1996
1997	10	0,25	1,32	20/04/1997	29/04/1997	21/04/1997
1998	9	6,51	58,18	02/05/1998	10/05/1998	03/05/1998
1999	8	2,15	12,01	25/12/1998	01/01/1999	25/12/1998
2000	9	7,62	38,07	16/12/1999	24/12/1999	19/12/1999
2001	7	2,13	19,87	13/01/2001	19/01/2001	14/01/2001
2002	9	1,09	5,42	15/01/2002	23/01/2002	18/01/2002
2003	5	9,3	71,16	03/04/2003	07/04/2003	05/04/2003
2004	10	2,43	13,73	25/05/2004	03/06/2004	25/05/2004
2005	8	2,7	11,4	09/04/2005	16/04/2005	11/04/2005
2006	6	8,35	70,82	14/10/2005	19/10/2005	15/10/2005
2007	8	4,91	22,24	08/03/2007	15/03/2007	11/03/2007
2008	8	7,83	69,99	29/10/2007	05/11/2007	01/11/2007
2009	9	5,02	42,96	12/01/2009	20/01/2009	13/01/2009
2010	3	1,52	17,63	03/11/2009	05/11/2009	03/11/2009
2011	7	3,13	14,6	27/02/2011	05/03/2011	01/03/2011
2012	7	2,62	11,83	21/02/2012	27/02/2012	22/02/2012

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 17. Données extraites pour la station d'El Affroun

Année	D (jours)	V (m ³)	Qp (m ³ .s ⁻¹)	ds	de	dp
1971	14	4,6	21,4	30/03/1971	12/04/1971	01/04/1971
1972	18	57,8	172,3	14/01/1972	31/01/1972	23/01/1972
1973	14	27	125,6	01/02/1973	14/02/1973	04/02/1973
1974	16	48,3	268,1	18/03/1974	02/04/1974	30/03/1974
1975	16	4,4	23	18/04/1975	03/05/1975	22/04/1975
1976	14	24,1	75,6	05/02/1976	18/02/1976	08/02/1976
1977	21	1,9	9,2	09/11/1976	29/11/1976	18/11/1976
1978	17	4,3	17,2	11/04/1978	27/04/1978	13/04/1978
1979	15	35,8	221,9	23/02/1979	09/03/1979	02/03/1979
1980	21	16,2	118,2	23/02/1980	14/03/1980	06/03/1980
1981	19	21	102,8	13/02/1981	03/03/1981	17/02/1981
1982	22	3,2	12,1	19/02/1982	12/03/1982	26/02/1982
1983	8	1,8	39,5	21/11/1982	03/12/1982	01/12/1982
1984	8	3,4	21,3	02/02/1984	09/02/1984	03/02/1984
1985	15	14,6	89,5	10/10/1984	24/10/1984	11/10/1984
1986	15	6,1	29,3	27/02/1986	13/03/1986	06/03/1986
1987	15	18,2	104,7	28/01/1987	11/02/1987	06/02/1987
1988	11	0,6	2,9	02/03/1988	12/03/1988	06/03/1988
1989	12	6,8	45,2	09/12/1988	20/12/1988	14/12/1988
1990	15	0,2	0,7	27/03/1990	10/04/1990	02/04/1990
1991	16	7,9	56,9	14/03/1991	29/03/1991	15/03/1991
1992	16	23,5	102,2	25/01/1992	09/02/1992	27/01/1992

1993	12	2,1	4,2	28/12/1992	08/01/1993	29/12/1992
1994	6	1,6	10,4	20/01/1994	25/01/1994	20/01/1994

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 18. Données extraites pour la station de Baraki

Année	D (jours)	V (m ³)	Qp (m ³ .s ⁻¹)	ds	de	dp
1972	11	132,6	876,4	26/11/1971	06/12/1971	27/11/1971
1973	16	140,4	535,7	28/01/1973	13/02/1973	04/02/1973
1975	11	25,7	77,4	28/11/1974	08/12/1974	05/12/1974
1980	7	34,5	286,5	05/03/1980	11/03/1980	06/11/1980
1981	12	40,3	187,3	16/12/1980	27/12/1980	18/12/1980
1982	20	53,2	132,2	18/02/1982	09/03/1982	26/02/1982
1983	18	23,3	60,4	21/12/1982	07/01/1983	26/12/1982
1984	13	7,8	19	02/02/1984	14/02/1984	03/02/1984
1985	11	18,2	111	09/10/1984	19/10/1984	10/10/1984
1986	13	38,9	129,2	06/03/1986	18/03/1986	06/03/1986
1987	17	59,7	235,4	26/01/1987	11/02/1987	05/02/1987
1988	13	7	21,8	01/03/1988	13/03/1988	06/03/1988
1989	12	40,8	240,4	08/12/1988	19/12/1988	14/12/1988
1990	7	3,8	28,3	12/05/1990	18/05/1990	12/05/1990
1991	18	36,1	157,3	20/02/1991	09/03/1991	21/02/1991
1992	13	99,1	606,2	25/01/1992	06/02/1992	26/01/1992
1993	15	11,4	57,5	02/11/1992	16/11/1992	04/11/1992
1994	10	89,1	698,6	19/01/1994	28/01/1994	20/01/1994
1998	18	17,9	35,9	01/05/1998	18/05/1998	04/05/1998
1999	11	32,7	134,3	15/01/1999	25/01/1999	19/01/1999
2000	13	41,7	169	15/12/1999	27/12/1999	20/12/1999
2001	15	14,1	79,9	13/01/2001	27/01/2001	14/01/2001
2002	10	5	38,9	09/11/2001	18/11/2001	10/11/2001
2003	11	67,6	282,1	27/02/2003	09/03/2003	28/02/2003
2004	12	11,2	28,8	28/12/2003	08/01/2004	03/01/2004
2005	16	22,3	41,6	04/03/2005	19/03/2005	05/03/2005
2006	15	18,8	71,8	04/05/2006	18/05/2006	05/05/2006
2008	15	8,9	21,3	31/03/2008	14/04/2008	02/04/2008

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

5.3. Analyse fréquentielle univariée

Les résultats de toutes les étapes de l'AF univariée sont présentés et discutés afin de sélectionner la distribution marginale adéquate à chaque série des variables traitées, ainsi que pour avoir une estimation de risque des crues selon les périodes de retour préalablement sélectionnées.

5.3.1. Statistique descriptive des variables de crue

Une analyse descriptive est effectuée sur les séries vérifiées et les résultats sont présentés dans le tableau 19.

Tableau 19. Analyse descriptive des séries de variables univariées

Variables	Stations	Ammi Moussa	Azzefoun	El Affroun	Baraki	Khemakhem	Ain El Assel	Ghazaoute	Timgad	Lakhdaria	S.A. Ben Y	Taria
D (Jours)	Minimum	3	3	6	7	2	4	2	1	3	1	3
	Maximum	16	11	22	20	17	15	18	12	17	13	19
	Moyenne	8,7	7,9	14,8	13,3	8,7	8,5	7,9	3,7	8,7	6,5	8,3
	Ecart type	3,2	1,9	4,01	3,24	4,46	2,48	3,62	2,21	3,6	3,13	3,86
	Médiane	9	8	15	13	9	8	7	4	8	6	7
	Cv (Variation)	0,4	0,2	0,3	0,2	0,5	0,3	0,5	0,6	0,4	0,5	0,5
	Cs (Asymétrie)	0,2	-0,9	-0,3	0,1	0,3	0,2	1,1	1,4	0,6	0,4	0,9
	Ck (Kurtosis)	2,3	3,5	2,9	2,5	2	2,5	4,2	6,5	2,5	2,1	3,5
V (m ³)	Minimum	1,8	0,05	0,2	3,8	0,2	3,1	0,03	0,1	5,1	0,1	0,3
	Maximum	74,3	9,3	57,8	140,4	51,4	143,6	5,5	9,5	340,9	21,2	20,9
	Moyenne	21,8	3,2	13,9	39,4	9,6	47,4	1,2	1,7	68,1	4,9	4,9
	Ecart type	17,7	2,7	15,6	36,6	10,5	28,6	1,4	2,3	75,8	5	4,9
	Médiane	15,9	2,2	6,5	29,2	6,8	43,7	0,6	0,9	43,5	3,1	3,4
	Cv (Variation)	0,8	0,8	1,1	0,9	1,1	0,6	1,1	1,4	1,1	1	1
	Cs (Asymétrie)	1,4	1	1,4	1,5	2,7	1,3	1,5	2,4	2,2	1,7	1,7
	Ck (Kurtosis)	4,4	2,7	4,2	4,5	10,9	5,3	4,8	7,8	7,4	5,4	5,1
Qp (m ³ .s ⁻¹)	Minimum	17,3	0,5	0,7	19	1,9	6,4	0,14	0,7	28,7	0,8	2
	Maximum	428,6	71,2	268,1	876,4	132,9	467,9	33,8	77,6	1489,5	177,6	130
	Moyenne	123,9	21,3	69,7	191,6	42,4	199,7	8,3	15,5	303,5	38,6	34,7
	Ecart type	86	23	72	223	32,2	98,9	9,3	18,8	302,6	43,5	32,7
	Médiane	100,2	11,8	42,3	120,1	37,1	200,3	3,8	7,7	213,7	20,7	21,8
	Cv (Variation)	0,7	1,1	1	1,2	0,7	0,5	1,1	1,2	1	1,1	0,9
	Cs (Asymétrie)	1,3	1,3	1,3	1,7	1,1	0,5	1,3	2,1	2,5	1,7	1,2
	Ck (Kurtosis)	5,2	3,2	3,9	5,2	4,1	3,2	3,6	6,6	8,9	5,3	3,6
Taille de l'échantillon	47	25	24	28	26	51	42	36	41	51	37	
Période	1961-2012	1988-2012	1970-1993	1972-2008	1975-2005	1948-2003	1971-2012	1970-2005	1967-2011	1950-2009	1974-2012	
Nombre d'années manquantes	5	0	0	8	0	6	0	0	4	9	2	

Chaque station exprime un caractère spécifique dans la description des événements de crue dans chaque région. Les valeurs V et Q_p sont très différentes d'une station à une autre. Cependant, les valeurs moyennes de V et Q_p sont plus élevées dans la région Est présentée par les stations d'Ain El Assel et de Khemakhem, comparées à la région de l'Algérois (stations El Affroun et Baraki) et la région Ouest (Taria et Sidi Ali Ben Youb) marquée par les plus petites valeurs. La diminution observée des valeurs V et Q_p suivant une orientation Est-Ouest peut être expliquée par le régime hydrologique naturel du Nord de l'Algérie, où la lame de pluie est plus importante dans la région de l'Est qu'à l'Ouest. A l'exception de la station de Lakhdaria qui marque une valeur de V maximale de $340,9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ et une valeur de Q_p maximale de $1489,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ bien qu'elle soit située dans la région centre. Ceci peut être dû à la surface drainée (3620 km^2) relativement grande en comparant avec les autres stations, et de son terrain très accidenté. Ces caractéristiques conduisent à expliquer que les crues à la station de Lakhdaria sont importantes en termes de valeurs de V et de Q_p . Cependant, la durée des crues est caractérisée par une légère variation, où ses valeurs maximales varient entre 11 et 22 jours sur l'ensemble des stations analysées.

Les valeurs de coefficient de variation (C_v) montrent que la distribution des valeurs de durée marque une dispersion faible (20 à 30 %) sur les stations de l'Algérois et la station d'Ain El Assel. Avec des valeurs qui varient de 40 à 60 %, le coefficient de variation exprime que les valeurs de D sont moyennement dispersées autour de la valeur moyenne sur les autres stations étudiées. En outre, les coefficients de variation (70 à 140 %) de V et Q_p montrent que ces derniers ont des valeurs caractérisées par une distribution très dispersée autour de leurs moyennes enregistrées sur la majorité des stations étudiées. Ceci montre le caractère très variant du régime hydrologique affectant le changement de V et Q_p . A l'exception de la station d'Ain El Assel qui montre une distribution moyennement faible pour V et Q_p où elle oscille entre 0,6 et 0,5. En ce qui concerne les valeurs de coefficients d'asymétrie (C_s), la distribution des variables de crue montre que la plupart de leurs valeurs s'étalent sur la droite de la moyenne (pour les valeurs positive de C_s). Seulement deux exceptions sont observées pour les séries de D au niveau des stations d'Azzefoun et El Affroun avec des valeurs négatives de C_s , ce qui montre que leurs valeurs sont plus faibles que leurs moyennes. En outre, les valeurs de coefficient de Kurtosis (C_k) montrent que la distribution des valeurs est largement concentrée sur les valeurs centrales pour l'ensemble des stations étudiées.

La variabilité des caractéristiques des crues entre les différentes stations peut s'expliquer par la structure du bassin versant, la nature du relief, la densité de drainage, l'humidité du sol et

les caractéristiques du cours d'eau, ou liées à la nature de la crue elle-même. Il est noté que le V de la crue suit le même comportement que D et Qp aux stations étudiées. Cela peut fournir des informations sur l'existence d'un lien possible entre ces trois variables qui peuvent être identifiées dans l'analyse multivariée. D'après Meddi et al. (2017) dans une étude régionale univariée, la station de Ghazaouet s'inscrit dans la région II qui est caractérisée par un terrain accidenté qui favorise la formation d'inondations rapides et catastrophiques. La station de Timgad appartient à la troisième région où les crues soudaines sont dominantes de manière importante pendant la saison d'automne. Les autres stations appartiennent à la région I caractérisée par un terrain accidenté très favorable à l'écoulement et à l'avancée rapide d'une crue.

5.3.2. Détection des valeurs aberrantes

Vu leurs effets sur la détermination des distributions adéquates, le test Rosner est appliqué aux séries des variables de crue pour détecter les valeurs aberrantes. Le Tableau 21 illustre les résultats en indiquant les valeurs aberrantes avec les années correspondantes ainsi que la décision du test. D'après les résultats, le test Rosner identifie les valeurs détectées comme non aberrantes pour toutes les stations et toutes les variables.

5.3.3. Corrélation entre les variables de crue

L'analyse de corrélation entre les variables de crue vise à détecter la présence d'une relation entre ces variables. En effet, les coefficients de corrélation (tableau 22) entre les trois caractéristiques des crues montrent des corrélations significatives entre la majorité des couples analysés. Le test T indique une faible corrélation entre D et Qp. Le coefficient de Pearson exprime une forte corrélation ($> 0,78$) entre Qp et V à toutes les stations étudiées. Cette corrélation signifie que Qp de crue est positivement liée à V de la crue.

5.3.4. Détection des points de changement

La présence des points de changement (rupture) dans les séries des variables de crue a été détectée par la méthode bayésienne de Lee et Heghinian (Lee et al., 1977) qui est exécutée sous le Khronostat (1998). La plupart des dates de changement identifiées appartiennent à la décennie des années 1970 pour les trois variables de crue (tableau 23). En effet, les dates de ruptures détectées dans les séries de V coïncident largement avec celles détectées dans les séries Qp. Ceci montre la dépendance de ces variables entre elles. La même période a été détectée par Bakreti et al. (2013) et Halouz et al. (2013) dans l'analyse de l'évolution du régime hydrologique dans l'ouest de l'Algérie.

Tableau 20. Valeurs aberrantes univariées détectées

Rosner test	Ammi Moussa			Azzefoun			El Affroun			Baraki			Khemakhem			Ain El Assel			Ghazaouet			Timgad			Lakhdaria			S.A. Ben Y			Taria		
	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp
Valeur	3	1,8	428,6	11	0,05	0,5	6	0,2	0,7	7	3,8	876,4	2	51,4	1,9	15	143,6	6,4	2	0,03	0,1	12	0,1	0,7	3	5,1	28,7	1	0,1	0,8	19	0,3	2
Année	2005	2005	1971	1989	1990	1990	1994	1990	1990	1980	1990	1972	1998	1992	1997	1948	1973	2002	1998	1985	1985	1979	1993	1993	1986	1997	1997	1970	1978	1978	1986	1984	1984
Décision	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N	N

N: Non aberrante

Tableau 21. Matrice de corrélation des paires analysées

	Ammi Moussa	Azzefoun	El Affroun	Baraki	Khemakhem	Ain El Assel	Ghazaoute	Timgad	Lakhdaria	S.A. Ben Y	Taria
(D, V)	0,45	-0,15	0,28	0,03	0,62	0,37	0,55	0,23	0,42	0,26	0,39
(D, Qp)	0,25	-0,23	0,25	-0,2	0,46	0,23	0,38	0,17	0,25	0,15	0,15
(Qp, V)	0,86	0,95	0,92	0,92	0,85	0,78	0,95	0,96	0,88	0,94	0,89

Caractère gras: Corrélation significative

Tableau 22. Dates de changement détectées

Station	Ammi Moussa			Azzefoun			El Affroun			Baraki			Khemakhem			Ain el Assel			Ghazaouet			Timgad			Lakhdaria			S.A. Ben Y			Taria		
Variables	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp	D	V	Qp
Année	1979	1978	2011	2009	1997	1997	-	1973	1973	1973	1973	1973	1976	1976	1976	1948	2002	2002	1981	-	1981	-	2003	2003	2010	1974	1974	1973	2005	2005	1996	2008	2008

5.3.5. Vérification des hypothèses de base

Les résultats de la vérification des hypothèses de base à l'aide des tests appropriés sur toutes les marges et toutes les stations sont résumés dans le tableau 23. Il est observé que toutes les hypothèses peuvent être considérées comme acceptées pour toutes les variables et toutes les stations au niveau de signification de 5%. Hormis la stationnarité (Azzefoun), l'homogénéité (Azzefoun, Khemakhem et Sidi Ali Ben Youb) et l'indépendance à Taria peuvent être acceptées au niveau 1%. Cette décision est raisonnable (voir par exemple Benameur et al., 2017), en particulier lorsque la longueur de l'ensemble des données est relativement courte (25 et 26 ans dans ces cas).

5.3.6. Ajustement des variables hydrologiques

La modélisation des risques de crue en se basant sur les variables D , V et Q_p est faite sur la base de l'ajustement de ces variables via les distributions marginales. Le choix de la distribution adéquate est fait sur la décision du test de Chi-deux.

5.3.6.1. Test d'adéquation

L'application du test d'ajustement de Pearson permet de sélectionner chaque distribution qui s'ajuste aux variables étudiées. Les tableaux 24, 25 et 26 listent l'ensemble des distributions acceptées par le test d'adéquation pour les stations de l'Algérois (Azzefoun, El Affroun et Baraki respectivement), en indiquant la valeur statistique du test et sa p-valeur, ainsi que la méthode d'estimation des paramètres de la distribution sélectionnée. Les résultats des autres stations sont présentés en annexe (annexe C).

5.3.6.2. Sélection de la distribution adéquate

Le choix de la meilleure distribution pour chaque variable étudiée est basé sur la valeur minimale des critères de sélection AIC et BIC. La comparaison entre les valeurs de ces derniers est présentée en annexe (annexe D). Les distributions marginales sélectionnées sont indiquées dans le tableau 27.

Tableau 23. Vérification des hypothèses de base pour les marges

	Station	Stationnarité				Independence		Homogénéité	
		Mann-Kendall		Spearman		Wald-Wolfowitz		Wilcoxon	
		K	p-valeur	S	p-valeur	U	p-valeur	W	p-valeur
D	Ammi Moussa	-1,92	0,054	-1,79	0,08	1,86	0,063	1,43	0,15
	Azzefoun	-1,7	0,09	-0,94	0,36	0,94	0,35	0,8	0,43
	El Affroun	-1,33	0,18	-1,41	0,17	1,57	0,12	1,66	0,1
	Baraki	0,4	0,69	0,81	0,42	0,16	0,87	0,67	0,5
	Khemakhem	-0,89	0,38	-0,72	0,48	0,95	0,34	0,49	0,62
	Ain El Assel	-0,72	0,47	-0,4	0,69	1,86	0,06	0,73	0,46
	Ghazaoute	-1,15	0,25	-0,76	0,45	0,063	0,95	1,03	0,3
	Timgad	-0,8	0,42	0,086	0,93	0,8	0,42	1,25	0,21
	Lakhdaria	0,27	0,79	0,46	0,65	0,89	0,37	0,7	0,49
	S.A. Ben Y	1,64	0,1	1,98	0,05	0,76	0,45	2,56	0,01*
	Taria	-1,82	0,07	-1,7	0,1	0,16	0,88	1,73	0,08
V	Ammi Moussa	-1,55	0,12	-1,43	0,16	1,18	0,24	1,15	0,25
	Azzefoun	2,02	0,04*	2,29	0,03*	0,094	0,92	1,9	0,06
	El Affroun	-1,8	0,07	-1,88	0,08	0,48	0,63	0,7	0,48
	Baraki	-1,84	0,07	-2	0,06	0,51	0,61	0,53	0,6
	Khemakhem	0,26	0,79	0,21	0,84	0,3	0,76	1,41	0,16
	Ain El Assel	-0,49	0,63	-0,47	0,64	0,58	0,56	0,58	0,56
	Ghazaoute	-1,68	0,09	-1,66	0,1	0,57	0,57	1,32	0,19
	Timgad	0,041	0,97	-0,017	0,99	1,95	0,05	0,49	0,62
	Lakhdaria	-1,65	0,1	-1,53	0,13	1,24	0,21	1,4	0,16
	S.A. Ben Y	0,96	0,34	1,16	0,25	1,14	0,25	1,6	0,11
	Taria	-0,052	0,96	0,17	0,87	1,74	0,08	0,81	0,42
Qp	Ammi Moussa	-0,42	0,67	-0,25	0,81	0,42	0,67	0,064	0,95
	Azzefoun	1,9	0,06	2,7	0,01*	0,013	0,99	2,38	0,02*
	El Affroun	-1,58	0,11	-1,78	0,09	0,59	0,55	1,09	0,28
	Baraki	-1,8	0,07	-1,96	0,06	0,025	0,98	0,44	0,66
	Khemakhem	1,41	0,16	1,26	0,22	0,38	0,71	2,19	0,03*
	Ain El Assel	-1,66	0,1	-1,62	0,11	0,76	0,45	1,6	0,11
	Ghazaoute	-1,8	0,07	-1,81	0,08	0,11	0,92	1,37	0,17
	Timgad	0,52	0,6	0,42	0,67	1,71	0,09	0,81	0,42
	Lakhdaria	-1,91	0,06	-1,93	0,06	0,77	0,44	1,12	0,26
	S.A. Ben Y	1,22	0,22	1,31	0,2	1,12	0,26	1,66	0,1
	Taria	1,53	0,13	1,52	0,14	2,19	0,03*	1,88	0,06

*: accepté au niveau de 1% mais rejeté à 5%

Tableau 24. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station d'Azzefoun

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Gamma	MM	9,25	0,055
	Gumbel	ML	9,25	0,055
	Normal	ML	9,25	0,055
	Weibull	MM	9,25	0,055
V	Exponentiel	ML	3,29	0,35
	Camma	ML	3,86	0,28
	GEV	ML	3,86	0,15
	GEV	LM	5	0,082
	Gumbel	ML	4,43	0,22
	Gumbel	MM	6,71	0,082
	Gumbel	LM	6,71	0,082
	Inverse Gamma	ML	5	0,17
	Log-Normal 2	ML	6,14	0,1
	Log Pearson	SAM	1,57	0,46
	Weibull	ML	6,71	0,082
Qp	Exponentiel	ML	4,43	0,22
	Camma	ML	6,71	0,082
	GEV	ML	1,57	0,46
	GEV	LM	3,29	0,19
	Inverse Gamma	ML	5	0,17
	Log-Normal 2	ML	3,29	0,35
	Log Pearson	SAM	2,71	0,26
	Generalized logistic	LM	4,43	0,11

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 25. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station d'El Affroun

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	GEV	ML	2,25	0,52
	GEV	MM	2,25	0,52
	GEV	LM	2,25	0,52
	Log-Normal 2	ML	8,67	0,07
	Log Pearson	DMM	2,25	0,52
	Log Pearson	SAM	2,25	0,52
	Normal	ML	2,25	0,69
	Pearson	MM	2,25	0,52
	Weibull	ML	3,42	0,49
	Weibull	MM	2,25	0,69
	Generalized logistic	LM	3,42	0,33
V	Exponentiel	ML	3,09	0,38
	Camma	ML	3,64	0,3
	Gamma	MM	2	0,57
	GEV	ML	4,73	0,094
	GEV	LM	4,73	0,094
	Gumbel	ML	5,82	0,12
	Inverse Gamma	ML	3,64	0,3
	Log-Normal 2	ML	5,82	0,12
	Log Pearson	SAM	5,82	0,055
	Weibull	ML	3,64	0,3
	Generalized logistic	LM	4,73	0,094
Qp	Exponentiel	ML	3,48	0,48
	Camma	ML	3,48	0,48
	Gamma	MM	3,48	0,48
	GEV	ML	4,09	0,25
	GEV	MM	7,74	0,052
	Log-Normal 2	ML	4,09	0,39
	Log Pearson	DMM	2,26	0,52
	Log Pearson	SAM	4,09	0,25
	Weibull	ML	3,48	0,48
	Generalized logistic	LM	7,13	0,068

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 26. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station de Baraki

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Camma	ML	9	0,061
	Gamma	MM	9	0,061
	GEV	ML	5	0,17
	GEV	MM	5	0,17
	GEV	LM	5	0,17
	Gumbel	LM	4	0,41
	Gumbel	MM	6	0,2
	Gumbel	LM	9	0,061
	Log-Normal 3	MM	5	0,17
	Log Pearson	DMM	5	0,17
	Log Pearson	SAM	5	0,17
	Normal	ML	5	0,29
	Pearson	ML	5	0,17
	Pearson	MM	5	0,17
	Weibull	ML	5	0,29
	Weibull	MM	5	0,29
	Generalized logistic	LM	6	0,11
V	Exponentiel	ML	1,5	0,83
	Camma	ML	1,5	0,83
	Gamma	MM	1,5	0,83
	GEV	ML	3,5	0,32
	GEV	MM	3,5	0,32
	GEV	LM	2,5	0,48
	Gumbel	ML	4	0,41
	Gumbel	MM	6,5	0,16
	Gumbel	LM	4	0,41
	Inverse gamma	ML	2,5	0,64
	Log-Normal 2	ML	3,5	0,48
	Log-Normal 3	MM	3,5	0,32
	Log Pearson	DMM	2,5	0,48
	Log Pearson	SAM	4	0,26
	Pearson	MM	2,5	0,48
	Weibull	ML	0,5	0,97
	Weibull	MM	1,5	0,83
Generalized logistic	LM	4	0,26	
Qp	Exponentiel	ML	3	0,56
	Camma	ML	1,5	0,83
	Gamma	MM	8,5	0,075
	GEV	ML	3	0,39
	GEV	LM	1,5	0,68
	Inverse gamma	ML	3	0,56
	Log-Normal 2	ML	2	0,74
	Log Pearson	DMM	7	0,072
	Log Pearson	SAM	3,5	0,32
	Weibull	ML	1,5	0,83
	Generalized logistic	LM	3	0,39

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 27. Distribution marginale sélectionnée

Variable	Station	Lois marginales	Méthode d'estimation	Paramètre		
				1	2	3
D	Ammi Moussa	Weibull	Maximum de vraisemblance	9,64	3,14	-
	Azzefoun	Weibull	Méthode des moments	8,55	4,81	-
	El Affroun	Weibull	Méthode des moments	16,33	4,17	-
	Baraki	Weibull	Méthode des moments	14,57	4,68	-
	Khemakhem	Weibull	Maximum de vraisemblance	9,93	2,14	-
	Ain El Assel	Gamma	Maximum de vraisemblance	1,47	12,72	-
	Ghazaoute	Gumbel	Méthode des moments	6,32	2,82	-
	Timgad	Weibull	Méthode des moments	4,54	1,87	-
	Lakhdaria	Gumbel	Méthode des moments	7,09	2,81	-
	S.A. Ben Y	Weibull	Méthode des moments	7,35	2,19	-
	Taria	Gumbel	Méthode des moments	6,56	3,01	-
V	Ammi Moussa	Log-Normal type 2	Maximum de vraisemblance	2,77	0,84	-
	Azzefoun	Exponentiel	Maximum de vraisemblance	0,85	2,53	-
	El Affroun	Weibull	Maximum de vraisemblance	15,16	0,99	-
	Baraki	Weibull	Méthode des moments	40,5	1,08	-
	Khemakhem	Weibull	Méthode des moments	9,22	0,91	-
	Ain El Assel	Weibull	Méthode des moments	53,11	1,71	-
	Ghazaoute	Weibull	Maximum de vraisemblance	1,12	0,88	-
	Timgad	Log-Normal type 2	Maximum de vraisemblance	-0,15	1,2	-
	Lakhdaria	Log-Normal type 2	Maximum de vraisemblance	3,78	0,93	-
	S.A. Ben Y	Weibull	Maximum de vraisemblance	4,96	1,03	-
	Taria	Log-Normal type 2	Maximum de vraisemblance	1,17	0,97	-
Qp	Ammi Moussa	Gamma	Maximum de vraisemblance	0,017	2,15	-
	Azzefoun	Log-Normal type 2	Maximum de vraisemblance	2,84	0,87	-
	El Affroun	Weibull	Maximum de vraisemblance	72,27	0,98	-
	Baraki	Weibull	Maximum de vraisemblance	186,72	0,95	-
	Khemakhem	Weibull	Méthode des moments	46,03	1,33	-
	Ain El Assel	Weibull	Méthode des moments	225,49	2,12	-
	Ghazaoute	Weibull	Maximum de vraisemblance	7,61	0,85	-
	Timgad	Log-Normal type 2	Maximum de vraisemblance	2,13	1,17	-
	Lakhdaria	GEV	L-Moments	167,29	101,12	-0,39
	S.A. Ben Y	Weibull	Maximum de vraisemblance	37,86	0,96	-
	Taria	Exponentiel	Maximum de vraisemblance	3,86	31,86	-

5.3.6.3. Estimation de risque de crue

La distribution la plus appropriée a permis de déterminer les quantiles des caractéristiques des crues pour les périodes de retour préalablement définies (Figure 19). La plupart des quantiles estimés à 50 ou 100 ans de période de retour dépassent les valeurs maximales observées de V et Qp sur la série analysée. Par exemple, la crue de 50 ans à la station Baraki marque un V plus grand de $143,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ que celui déjà observé de $132,6 \text{ m}^3$ durant la crue en 1972.

Alors qu'une crue de 100 ans donne un Q_p de $930,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ supérieur à la valeur maximale ($876,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). A Ain El Assel, les quantiles calculés de V et de Q_p pour une période de retour de 100 ans sont plus petits que ceux observés dans les données analysées. Une période de retour de 100 ans d'une crue sur l'oued Mekkera (S.A. Ben Y) enregistre un V de $21,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ et un Q_p de $177,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ dépassant les valeurs maximales observées. À la station de Timgad, l'oued Soultès a révélé que la période de retour de 50 ans est caractérisée par Q_p ($91,8 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) et V ($10,1 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) qui sont en dehors de la plage d'observation. L'oued Isser à la station de Lakhdaria enregistre un V dépassant les valeurs observées pendant une période de retour de 100 ans. Cependant, la crue bicentenaire produit un Q_p avec plus de $1489,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

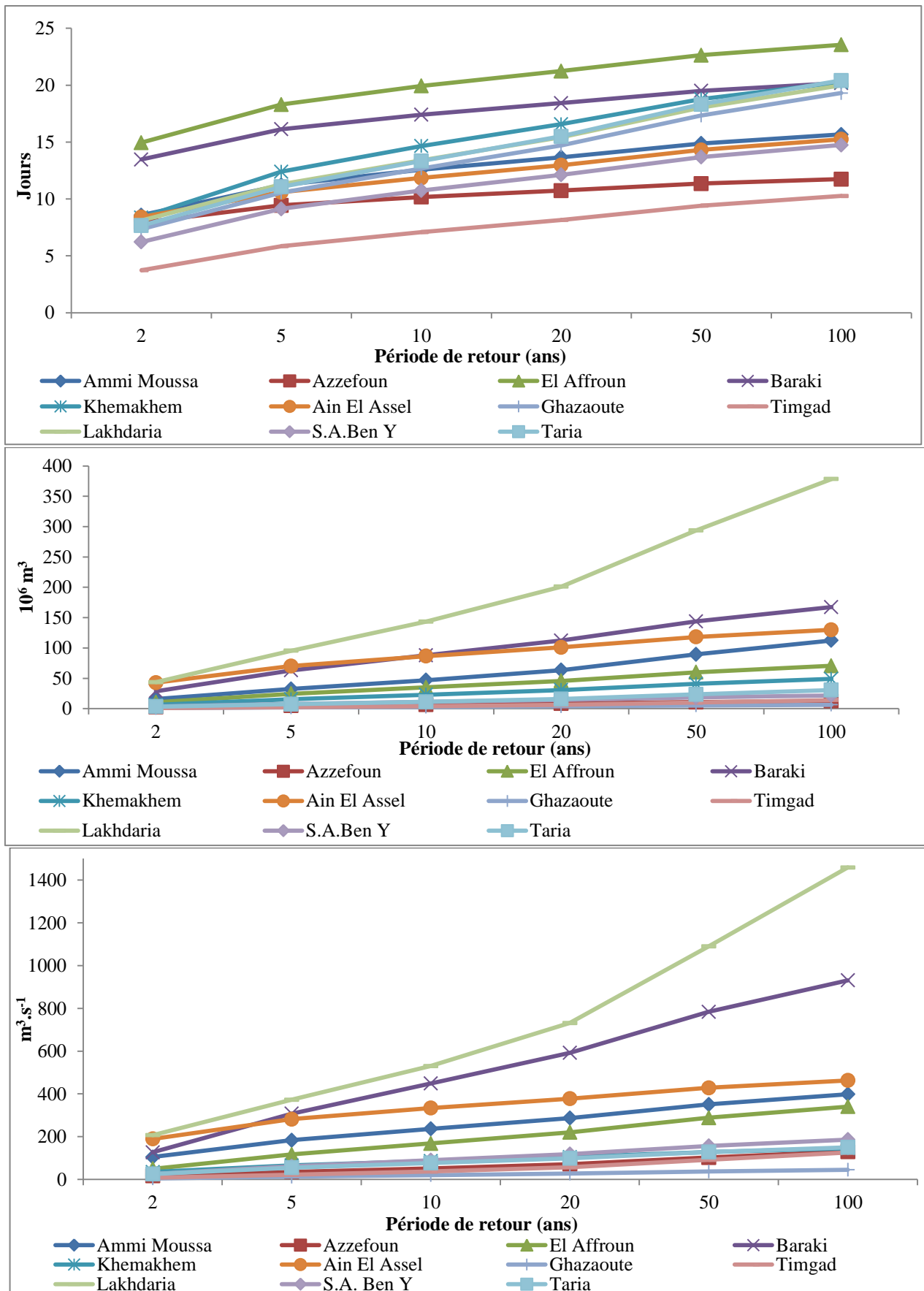


Figure 20. Quantiles et périodes de retour univariés pour les caractéristiques des crues

5.4. Analyse fréquentielle multivariée

La structure de dépendance des variables de crue est définie par l'AF multivariée. Une analyse complète est proposée ci-dessous, dans cette étude révélant la détection des valeurs aberrantes, les tests des hypothèses multivariées, la modélisation de la dépendance entre les variables de la crue ainsi que l'évaluation du risque des crues.

5.4.1. Détection des valeurs aberrantes multivariées

Les fonctions de profondeurs (Mahalanobis, Spatial, Tukey) permettent de détecter les valeurs aberrantes multivariées (Figure 20, 21, 22 et annexe E), qui sont généralement retenues pour toutes les variables. Dans un autre cas, certaines valeurs sont considérées comme des valeurs aberrantes de même qu'elles ne sont pas identifiées par la fonction de profondeur, car ces valeurs sont acceptées en fonction du régime d'écoulement naturel dans ces régions et des caractéristiques d'écoulement du cours d'eau. Par exemple, les valeurs aberrantes détectées ne sont pas retenues dans leur totalité car leur prise en compte peut affecter la longueur de la série chronologique, par exemple avec la série (V, Qp) pour la station d'El Affroun où cinq ans ne sont pas considérés (1972, 1974, 1979, 1980, 1983). Parfois, les valeurs aberrantes identifiées sont remplacées par d'autres qui ont permis une meilleure vérification pour les tests d'hypothèse; par exemple, avec les séries de (D, V) pour la station d'Azzefoun où les valeurs correspondant aux années 2000, 2003 et 2010 sont remplacées par celles de 1988 et 2006; ceci peut être dû à une erreur dans les données brutes. Les autres stations donnent des résultats similaires (voir annexe E). Dans d'autres cas, les valeurs aberrantes détectées ne sont pas retenues dans l'étude afin de conserver une longue série chronologique (Timgad, Ghazaouet et Baraki).

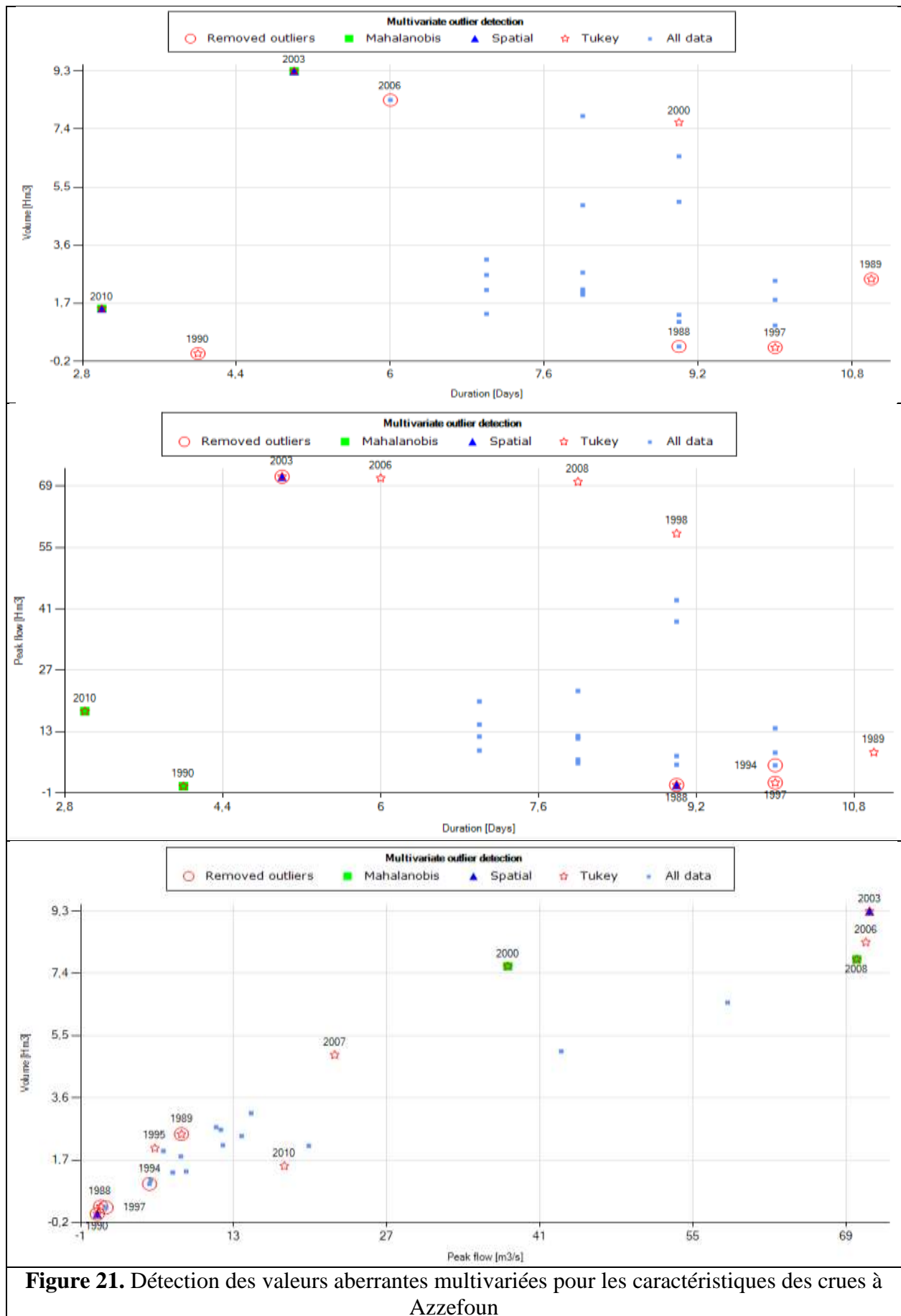


Figure 21. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Azzefoun

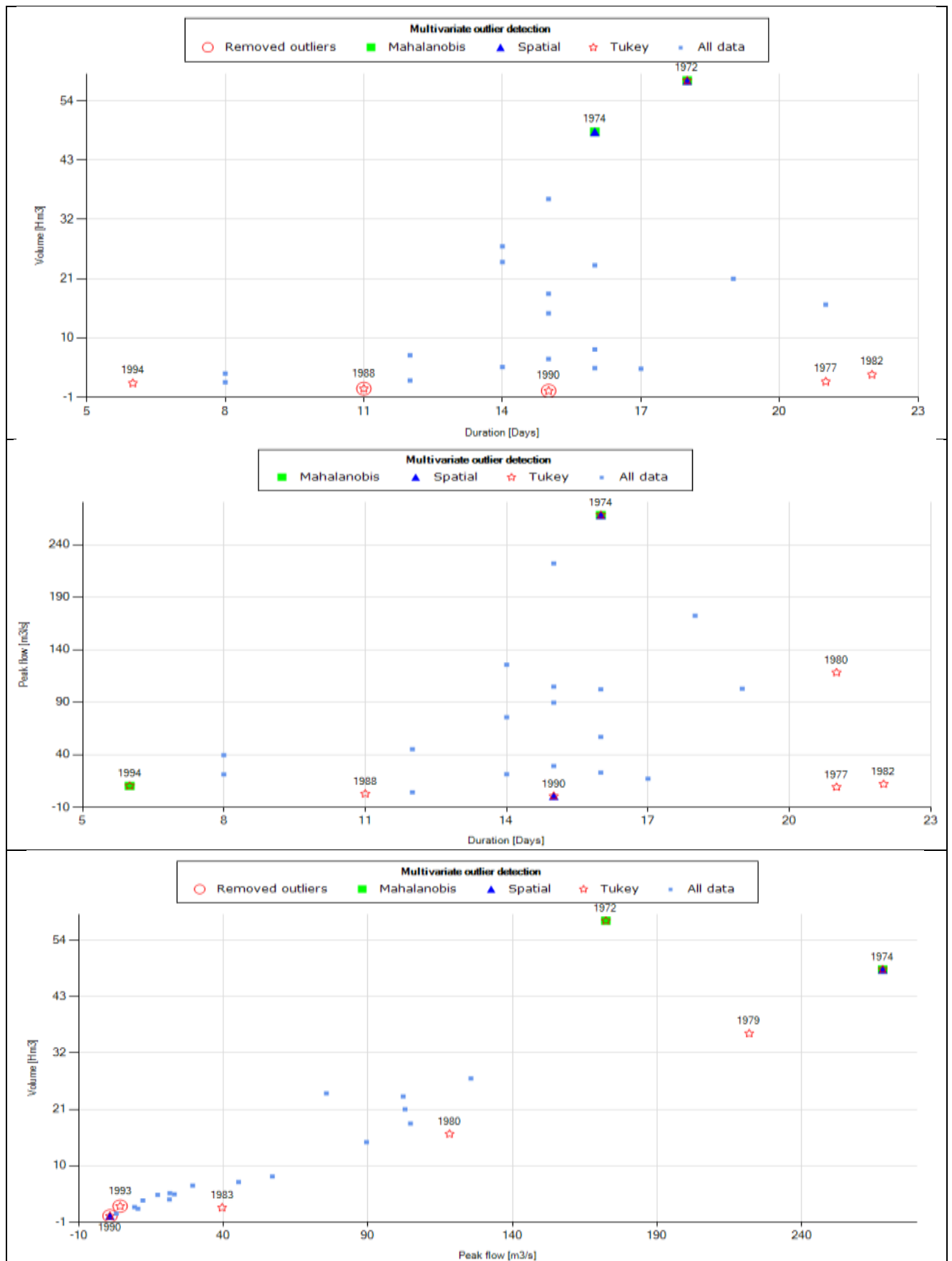


Figure 22. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à El Affroun

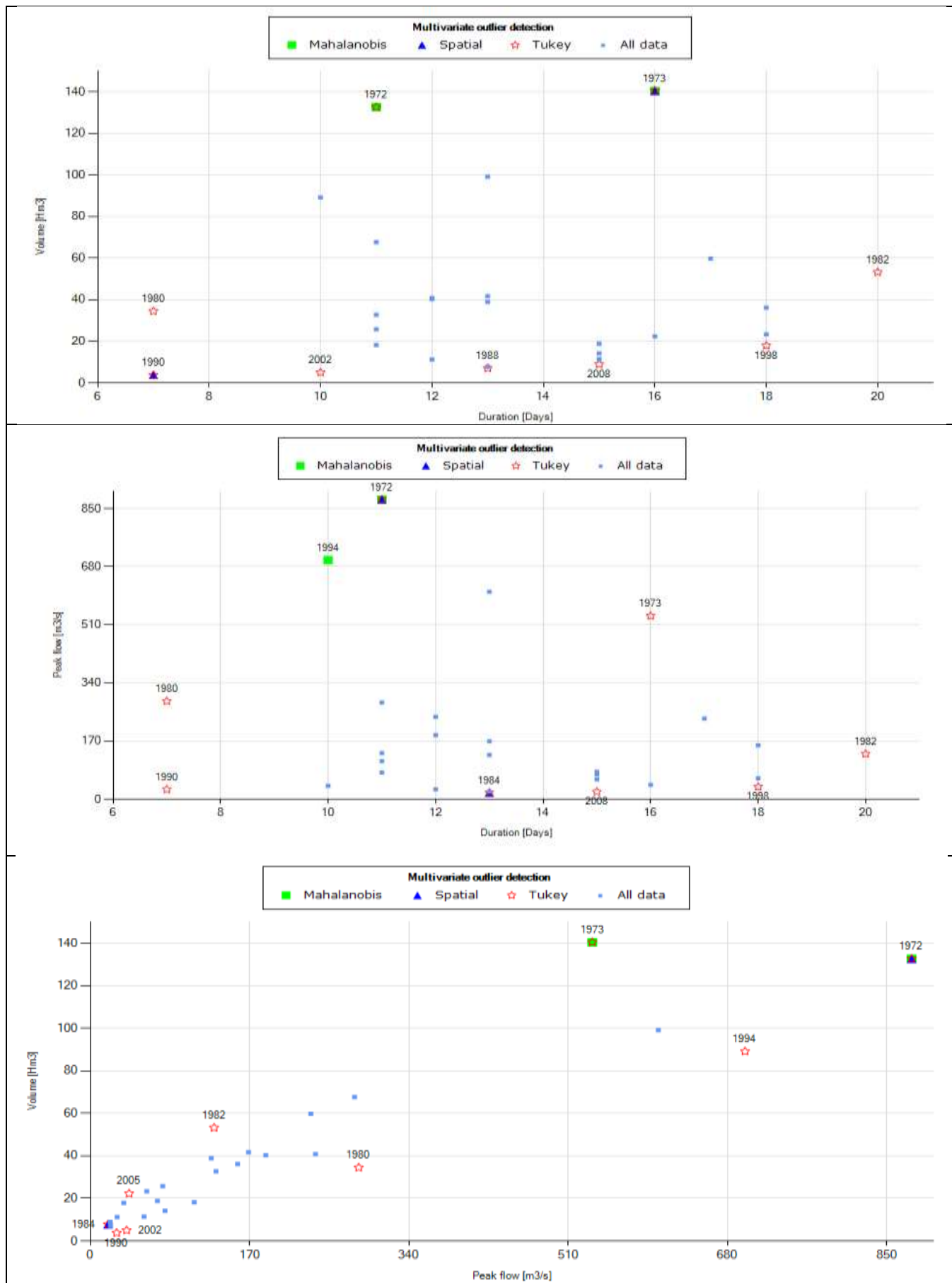


Figure 23. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Baraki

5.4.2. Tests des hypothèses en multivarié

Les tests de tendances multivariées des paires étudiées montrent que tous les tests acceptent l'hypothèse d'absence de tendance pour toutes les stations au niveau 5%. Sauf les séries de (D, V) et (D, Qp) pour la station Azzefoun où CET et CIT (Mann-Kendall) et CET (Spearman) pour (D, Qp) et (Qp, V), et pour la station Taria où CIT (Mann-Kendall) sont acceptés à un niveau de signification de 1% (tableau 28). Pour le test d'indépendance sérielle multivariée, les résultats obtenus (tableau 29) indiquent que toutes les paires de toutes les stations sont indépendantes. De plus, les tests d'homogénéité multivariée montrent que toutes les séries étudiées sont homogènes (tableau 30). A l'exception de la station d'El Affroun pour le couple (D, V) et de Sidi Ali Ben Youb pour le couple (D, Qp) où le M-test est accepté au niveau de signification de 1%, ainsi que pour le C-test à S. A. Ben Y pour la paire (D, V). Ces résultats satisfaisants ont permis de lancer la dernière étape de l'analyse multivariée à savoir : l'ajustement de la copule.

5.4.3. Ajustement de la copule et estimation des paramètres

Une fois que la distribution marginale la plus appropriée est sélectionnée pour chacune des variables de la paire analysée, la modélisation multivariée est ensuite exécutée via les copules pour déterminer la structure de dépendance au sein de la paire des variables étudiées ((D, V); (D, Qp); Qp, V). Les valeurs des tests de S_n et T_n (annexe F) révèlent l'adéquation des copules utilisées, et selon la valeur minimale des critères multivariés de l'AIC et BIC (annexe F), permet de sélectionner la copule la plus adéquate. Les copules sélectionnées comme meilleur ajustement pour les paires de caractéristiques de crue sont indiquées dans le tableau 30. Frank est la copule prédominante (11 sur 33 cas) suivi de Clayton (9 sur 33) et Gumbel (8 sur 33).

5.4.4. Evaluation de risque de crue

Chaque paire de caractéristiques de crue est décrite par la copule appropriée qui conduit à estimer les quantiles correspondants. L'occurrence d'un événement de crue est obtenue à partir de la ligne de contour des paires en fonction de la copule sélectionnée. La figure 22 donne une représentation graphique des courbes quantiles correspondant à l'événement $X \geq x \cap Y \geq y$. La probabilité de dépassement est appliquée pour calculer la période de retour correspondante (c'est-à-dire 2, 5, 10, 20 et 50 ans) pour toutes les stations étudiées.

Tableau 28. Résultats des tests de tendance multivariés avec Mann-Kendall et Spearman (5% est le niveau de signification considéré)

Paire	Station	Mann-Kendall tests						Spearman test					
		CST		CET		CIT		CST		CET		CIT	
		Valeur	P-valeur	Valeur	P-valeur	Valeur	P-valeur	Valeur	P-valeur	Valeur	P-valeur	Valeur	P-valeur
(D, V)	Ammi Moussa	1,18	0,24	56869	0,07	3,77	0,15	0,97	0,33	4929433	0,15	2,73	0,26
	Azzefoun	0,14	0,89	8500	0,01*	7,8	0,02*	0,43	0,67	142885	0,05	5,82	0,05
	El Affroun	1,15	0,25	6074	0,08	3,97	0,14	1,13	0,26	172296,5	0,1	3,75	0,15
	Baraki	0,58	0,56	9277	0,16	3,75	0,15	0,43	0,67	525925	0,12	4,47	0,11
	Khemakhem	0,21	0,83	1850	0,56	2,23	0,33	0,17	0,86	48938,5	0,67	1,46	0,48
	Ain El Assel	0,38	0,7	9077	0,7	0,53	0,77	0,097	0,92	251914,5	1,00	0,16	0,92
	Ghazaoute	1,02	0,31	35572	0,13	3,08	0,21	0,8	0,43	2732876,5	0,22	2,61	0,27
	Timgad	0,12	0,9	2474	0,66	1,02	0,6	0,22	0,83	39218,5	0,9	0,21	0,9
	Lakhdaria	0,49	0,63	22529	0,23	4,61	0,1	0,22	0,83	2517205	0,21	5,89	0,05
	S.A. Ben Y Taria	0,8	0,42	40322	0,23	2,28	0,32	1,12	0,26	12675744,5	0,07	4,78	0,09
(D, Qp)	Ammi Moussa	0,72	0,47	29045	0,24	2,79	0,25	0,49	0,62	2108665	0,44	1,67	0,43
	Azzefoun	0,33	0,74	9316	0,01*	7,94	0,02*	0,71	0,48	242521	0,02*	8,17	0,02
	El Affroun	1,22	0,22	8692	0,07	4,33	0,11	1,27	0,2	331124	0,06	4,76	0,09
	Baraki	0,61	0,54	8905	0,17	3,31	0,19	0,46	0,65	511394	0,13	3,69	0,16
	Khemakhem	0,29	0,77	3145	0,36	2,52	0,28	0,27	0,79	655001	0,54	1,46	0,48
	Ain El Assel	0,87	0,38	42365	0,22	2,58	0,28	0,55	0,58	4903528,5	0,32	2,35	0,31
	Ghazaoute	1,1	0,27	39125	0,1	3,68	0,16	0,88	0,38	3197912,5	0,18	3,12	0,21
	Timgad	0,66	0,51	7081	0,28	2,61	0,27	0,34	0,73	75245	0,77	0,49	0,78
	Lakhdaria	0,37	0,71	20714	0,19	4,16	0,12	0,13	0,9	2492786,5	0,11	5,64	0,06
	S.A. Ben Y Taria	0,79	0,43	29125	0,3	1,91	0,39	1,09	0,27	8789645	0,09	4,15	0,13
(Qp, V)	Ammi Moussa	0,26	0,8	9197	0,5	4,99	0,08	0,13	0,9	874602	0,54	5,56	0,06
	Azzefoun	1,23	0,22	6760	0,05	4,05	0,13	1,32	0,19	191801	0,04*	4,48	0,11
	El Affroun	0,94	0,35	5570	0,13	3,93	0,14	0,95	0,34	167858,5	0,13	3,52	0,17
	Baraki	1,18	0,24	17300	0,06	3,53	0,17	1,21	0,23	872581	0,06	3,67	0,16
	Khemakhem	0,4	0,69	1828	0,47	2,9	0,23	0,26	0,79	38034	0,59	2,7	0,26
	Ain El Assel	0,61	0,54	33410	0,28	3,35	0,19	0,58	0,56	4695522,5	0,31	3,03	0,22
	Ghazaoute	1,12	0,26	52225	0,08	3,32	0,19	1,07	0,28	5297976,5	0,09	3,22	0,2
	Timgad	0,42	0,68	4505	0,5	3,00	0,22	0,37	0,71	270442	0,55	2,57	0,28
	Lakhdaria	1,03	0,31	35482	0,1	4,35	0,11	0,96	0,34	2988449	0,12	4,53	0,1
	S.A. Ben Y Taria	0,45	0,65	13700	0,48	1,05	0,59	0,55	0,58	2987345	0,39	0,89	0,64
		0,14	0,89	1933	0,64	7,33	0,03*	0,066	0,95	82100	0,72	6,04	0,05

CST: Test de somme de covariance, CET: Test des valeurs propres de covariance, CIT: Test d'inversion de covariance.*: accepté au niveau de 1%

Tableau 29. Tests d'indépendance sérielle et d'homogénéité pour les séries multivariées

Paire	Station	Test d'indépendance multivariée		Tests d'homogénéité multivariés							
		Valeur	P-valeur	C-test		M-test		W-test		Z-test	
				Valeur	P-valeur	Valeur	P-valeur	Valeur	P-valeur	Valeur	P-valeur
(D, V)	Ammi Moussa	0,0035	0,08	9,02	0,27	0,58	0,14	0,9	1	0,0011	0,97
	Azzefoun	0,000093	0,79	2,19	0,25	0,26	0,13	0,7	1	0,64	0,43
	El Affroun	0,00052	0,24	16,12	0,13	0,22	0,04*	0,61	1	0,31	0,58
	Baraki	0,0003	0,73	15,6	0,43	0,94	0,77	0,97	1	0,099	0,75
	Khemakhem	0,0018	0,19	8,42	0,16	0,4	0,16	0,75	1	0,66	0,41
	Ain El Assel	0,00092	0,51	18,03	0,3	0,85	0,49	0,93	1	1,02	0,31
	Ghazaoute	0,0012	0,28	3,11	0,17	0,81	0,49	0,86	1	0,98	0,32
	Timgad	0,0024	0,07	0,71	0,83	0,88	0,6	0,92	1	0,014	0,91
	Lakhdaria	0,0012	0,34	68,38	0,1	0,63	0,26	0,79	1	0,36	0,55
	S.A. Ben Y	0,0012	0,33	9,17	0,02*	0,56	0,16	0,77	1	0,74	0,39
Taria	0,00084	0,35	5,93	0,12	0,43	0,06	0,73	1	0,92	0,34	
(D, Qp)	Ammi Moussa	0,0021	0,07	10,76	0,96	0,77	0,35	0,89	1	0,0066	0,93
	Azzefoun	0,00037	0,17	16,89	0,15	0,67	0,51	0,76	1	0,13	0,72
	El Affroun	0,00055	0,31	70,66	0,11	0,31	0,07	0,57	1	0,053	0,82
	Baraki	0,0002	0,56	58,71	0,61	0,97	0,96	0,99	1	0,26	0,61
	Khemakhem	0,00077	0,26	32,32	0,09	0,37	0,11	0,77	1	1,23	0,27
	Ain El Assel	0,0015	0,12	99,41	0,13	0,72	0,15	0,84	1	0,085	0,77
	Ghazaoute	0,00083	0,39	7,57	0,19	0,61	0,14	0,88	1	0,88	0,35
	Timgad	0,0021	0,06	1,67	0,94	0,95	0,92	1,00	1	0,001	0,97
	Lakhdaria	0,0004	0,95	121,94	0,33	0,55	0,2	0,84	1	0,14	0,71
	S.A. Ben Y	0,00082	0,38	52,74	0,06	0,28	0,03*	0,8	1	0,31	0,58
Taria	0,00035	0,41	29,09	0,13	0,44	0,06	0,68	1	1,56	0,21	
(Qp, V)	Ammi Moussa	0,0084	0,06	22,69	0,68	0,61	0,25	0,89	1	0,59	0,44
	Azzefoun	0,0047	0,06	17,06	0,23	0,69	0,59	0,84	1	0,25	0,61
	El Affroun	0,001	0,56	49,15	0,26	0,28	0,33	0,83	1	1,76	0,18
	Baraki	0,0011	0,74	61,66	0,6	0,76	0,54	0,92	1	0,013	0,91
	Khemakhem	0,0011	0,58	29,72	0,1	0,44	0,42	0,77	1	1,83	0,18
	Ain El Assel	0,00098	0,93	97,26	0,14	0,57	0,07	0,81	1	0,41	0,52
	Ghazaoute	0,0022	0,31	6,76	0,2	0,66	0,12	0,83	1	0,0013	0,97
	Timgad	0,005	0,07	4,35	0,62	0,68	0,28	0,78	1	0,32	0,57
	Lakhdaria	0,001	0,95	148,3	0,28	0,84	0,59	0,89	1	0,18	0,67
	S.A. Ben Y	0,0028	0,25	44,46	0,08	0,53	0,11	0,87	1	1,21	0,27
Taria	0,0029	0,14	6,6	0,8	0,4	0,1	0,68	1	0,024	0,88	

Test W: test de Wilcox; Test Z: test de Zhang; Test C: test de Cramer; *: accepté au niveau de 1%

Tableau 30. Copules retenues pour les caractéristiques de crue

	Ammi Moussa	Azzefoun	El Affroun	Baraki	Khemakhem	Ain El Assel	Ghazaoute	Timgad	Lakhdaria	S.A. Ben Y	Taria
(D, V)	Clayton	Frank	Clayton	Clayton	Gumbel	Frank	Joe	Gumbel	Gumbel	Clayton	Gumbel
Paramètre	0,85	-1,36	1,15	0,39	2,02	2,72	1,88	1,2	1,61	1,16	1,25
Sn p-valeur	0,0005	0,0005	0,09	0,05	0,09	0,0005	0,0035	0,0005	0,0005	0,0015	0,0005
Tn p-valeur	0,17	0,06	0,005	0,03	57	0,0045	0,21	0,05	0,28	0,08	0,19
AIC	-8,56	1,25	-4,76	0,29	-13,84	-7,14	-11,61	0,19	-11,96	-16,02	-1,39
BIC	-6,75	2,25	-3,67	1,63	-12,58	-5,23	-9,87	1,59	-10,25	-14,11	0,22
(D, Qp)	Frank	Ali-Mikhail-Haq	Clayton	Frank	Joe	Frank	Joe	Clayton	Frank	Clayton	Frank
Paramètre	1,24	-0,51	0,52	-1,17	1,61	1,53	1,68	0,32	1,67	0,54	-0,62
Sn p-valeur	0,0015	0,0005	0,004	0,007	0,03	0,0005	0,0015	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005
Tn p-valeur	0,009	0,26	0,45	0,06	0,58	0,017	0,07	0,05	0,07	0,08	0,1
AIC	0,16	1,73	-0,19	1,08	-2,43	-0,86	-7,36	0,97	-0,57	-2,88	1,64
BIC	1,97	2,77	0,98	2,41	-1,25	1,05	-5,62	2,34	1,06	-1,01	3,16
(Qp, V)	Clayton	Joe	Frank	Frank	Gumbel	Clayton	Gumbel	Gumbel	Frank	Gumbel	Frank
Paramètre	3,27	6,52	17,65	14,16	3,24	2,62	6,55	10,67	10,44	4,22	19,33
Sn p-valeur	0,14	0,7	0,51	0,701	0,38	0,17	0,39	0,29	0,83	0,33	0,11
Tn p-valeur	0,84	0,17	0,13	0,704	0,83	0,13	0,72	0,36	0,15	0,36	0,73
AIC	-54,73	-36,47	-41,59	-46,35	-31,37	-49,42	-115,73	-128,57	-47,61	-95,73	-71,48
BIC	-52,97	-35,47	-40,5	-45,02	-30,19	-47,51	-113,99	-127,03	-45,94	-93,84	-69,98

Les formes différentes des courbes de quantiles sur les paires et sur les stations sont principalement dues aux différentes copules et à la force de la dépendance. Par exemple, les lignes des courbes de (D, Q_p) aux stations de Timgad et Taria sont susceptibles d'être linéaires car la dépendance est très faible. Les lignes courbes à la station d'Ammi Moussa (Figures 22-a1, 22-a2, 22-a3) des paires (D, V) et (D, Q_p) sont condensées pour une période de retour supérieure à 2 ans pour des crues qui durent entre 10 et 16 jours, alors que les V et Q_p correspondants ont des courbes espacées qui indiquent qu'une crue de durée unique pourrait avoir de nombreuses valeurs conjointes V ou Q_p . En étudiant la structure de dépendance des crues, il est important de s'intéresser aux paires (D, V) et (D, Q_p) où il est le plus important d'identifier une crue qui se produit avec une D courte et le Q_p le plus élevé ou le V le plus élevé car il n'a pas le même impact, notamment sur les ouvrages hydrauliques (ex: barrages, ponts). Par conséquent, la paire (Q_p, V) peut bien décrire une inondation dans des stations présentant une structure similaire.

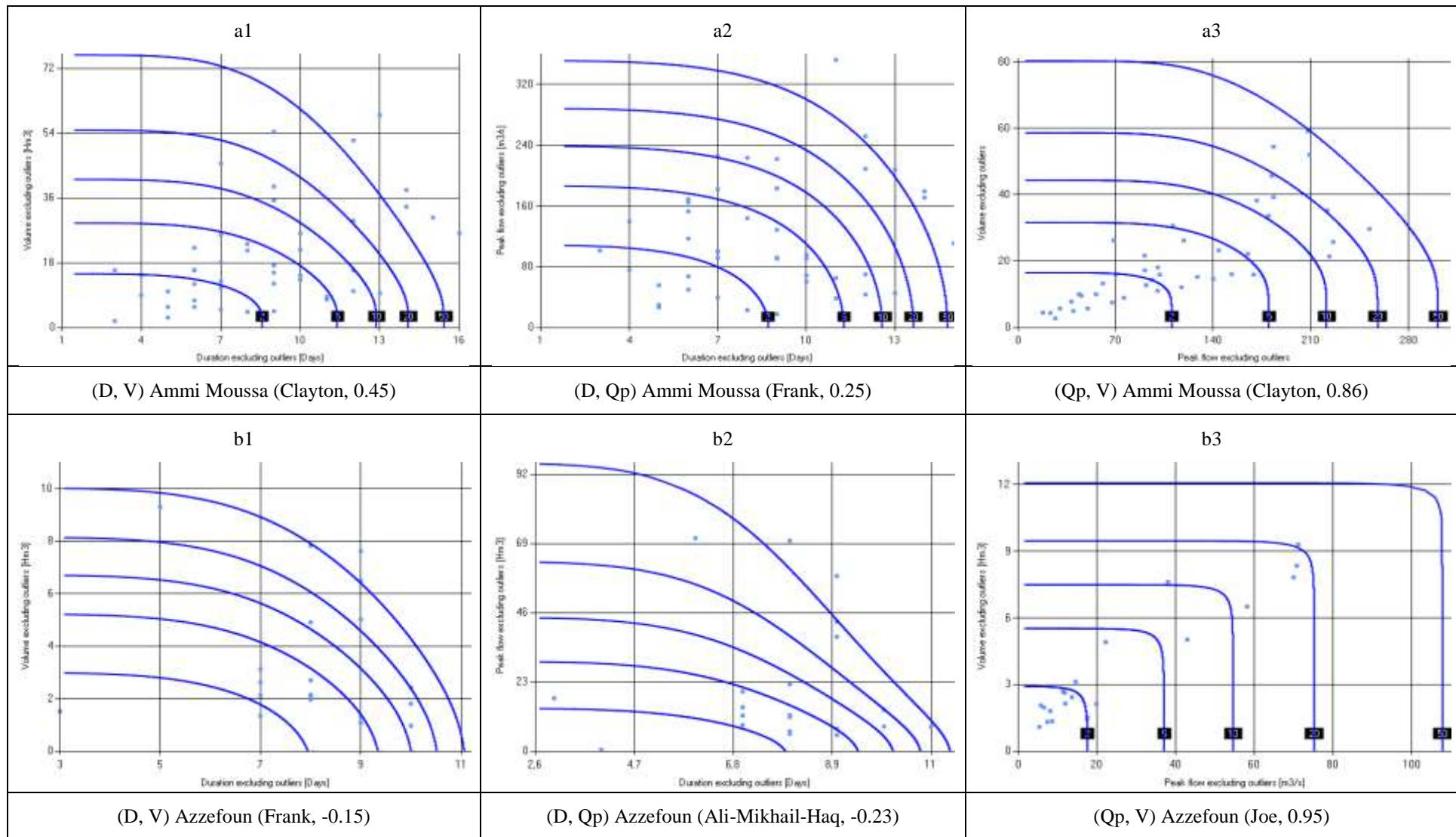
En outre, les courbes des quantiles des couples (D, V) et (D, Q_p) présentent la même forme au niveau de la même station pour toutes les stations analysées. Par exemple, les lignes des courbes pour la période de retour de 5 à 50 ans à la station de Khemakhem montrent que la durée des crues varie entre 11 et 18 jours. Les données expérimentales sont réparties entre les lignes de contour des périodes de retour sélectionnées et sont principalement condensées pour la période de retour inférieure à 5 ans. Les figures (22-k1, 22-k2) sur l'oued El Harrach montrent que les données expérimentales présentent des crues d'une durée de 10 à 18 jours. Pour les figures (22-g1, 22-g2) de l'oued Isser, les maximums V et Q_p sont enregistrés pour une durée moyenne de 8 à 9 jours pour la période de retour courte entre 2 et 5 ans, contre une longue durée (> 17 jours) pour une période de retour de 50 ans. Ces observations justifient l'intérêt à donner à l'étude des crues à la station de Lakhdaria basée sur une combinaison entre D et V , car le relief rugueux favorise un grand V sur une courte période de temps. Les lignes des courbes à la station El Affroun (figures 22-c1, 22-c2) indiquent que la crue d'une durée comprise entre 14 et 16 jours génère un grand V et un Q_p important, qui est enregistré sur une courte période de retour (2 à 5 ans).

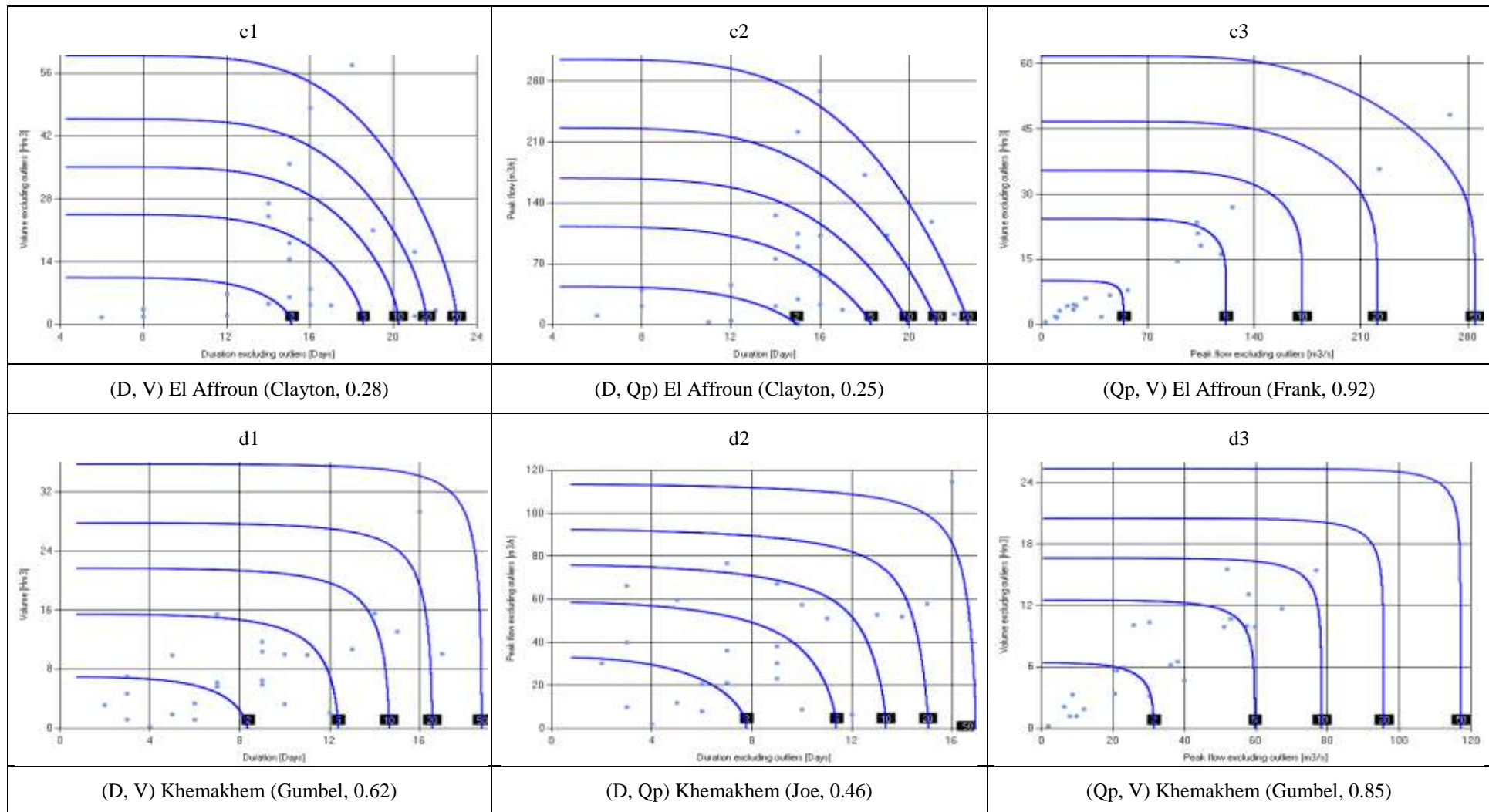
La structure de dépendance conçue pour la période de retour donnée (2 à 50 ans) par les courbes des quantiles du couple (Q_p, V) sur la crue analysée montre une similitude dans la structure conjointe. Les lignes de contour ont une forme d'un angle droit tant que la corrélation est supérieure à 0,9, elles présentent la forme linéaire de la structure de dépendance des données analysées. Par exemple, la figure 22-b3 indique que les données

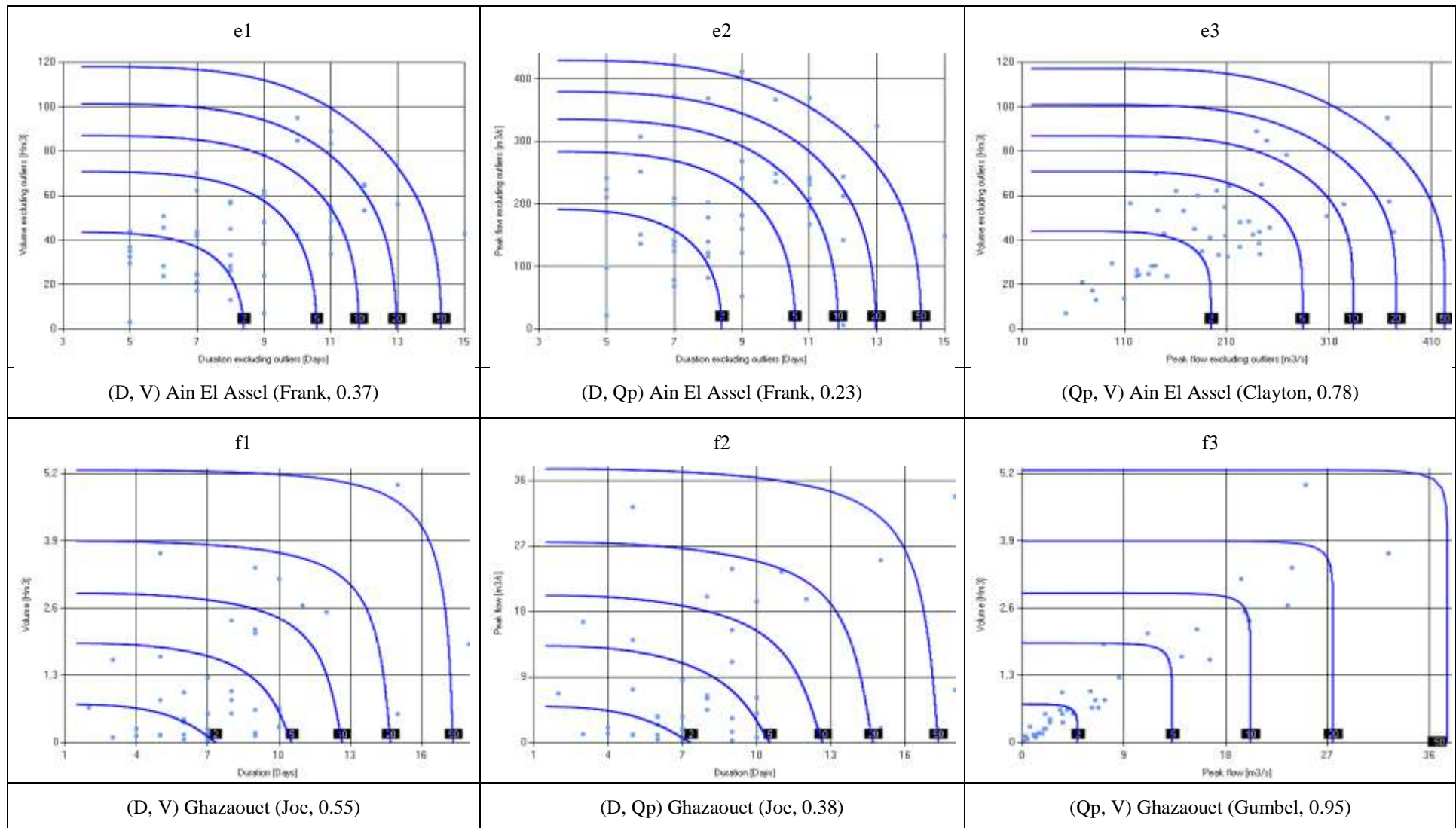
analysées sont condensées dans la courte période de retour (inférieure à 5 ans). Cependant, les valeurs maximales de V et Q_p ont une période de retour conjointe de 20 ans, ce qui est vraiment important dans la conception du développement hydraulique dans ce bassin. La station d'Ain El Assel (figure 22-e3) montre que la plupart des crues ont une période de retour entre deux et cinq ans. Cela indique l'intérêt à donner à la planification de la gestion de l'eau à courte période de retour dans ce bassin versant. La figure 22-g3 à Lakhdaria note que les crues analysées sont majoritairement dominantes pour une courte période de retour. La structure conjointe similaire de (Q_p, V) est identifiée sur les autres stations, ce qui indique la nécessité de se concentrer sur la période de retour courte et moyenne et le comportement de ce couple, en identifiant les valeurs de V et Q_p dans le dimensionnement des ouvrages hydrauliques et aux programmes d'atténuation des crues. Selon les paires analysées, ces stations montrent une légère différence de comportement entre les régions de l'Est et de l'Ouest en réponse aux crues. Ces tendances spatiales peuvent s'expliquer par la structure et la nature du bassin ou par la longueur de l'oued correspondant, ou par les activités humaines dans l'utilisation de la surface du sol.

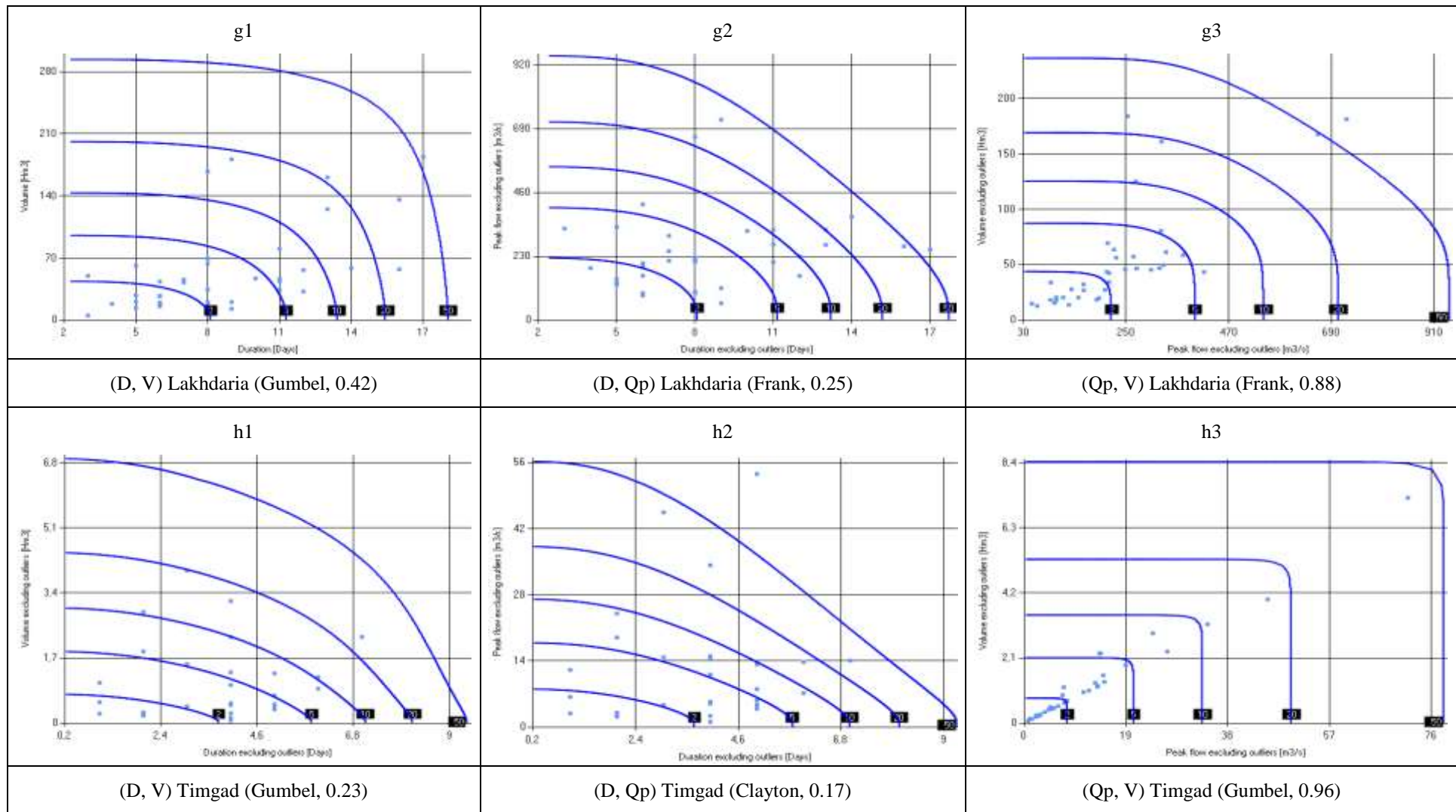
5.5. Discussion

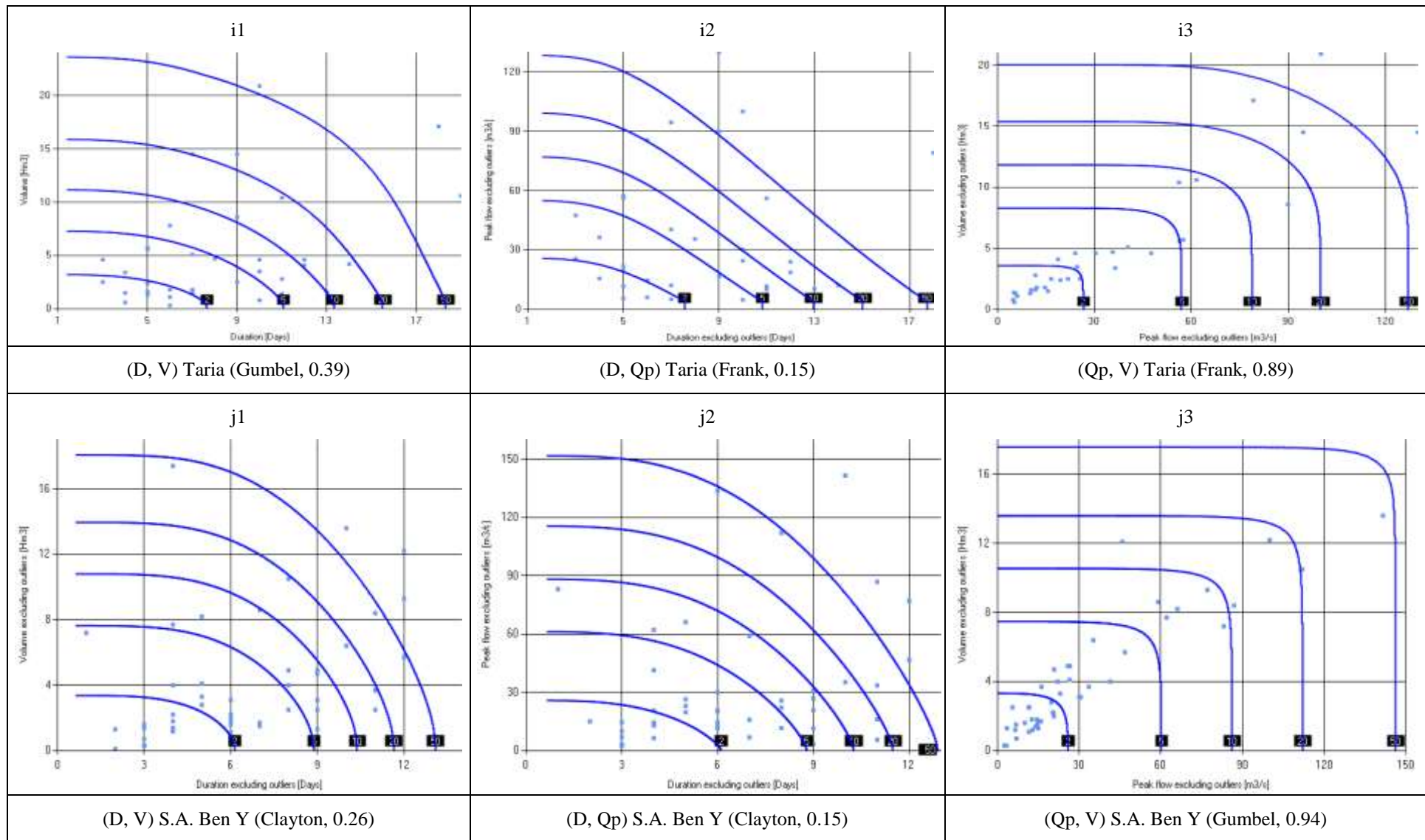
L'objectif principal de cette étude est de donner une méthode appropriée pour analyser les crues dans les régions touchées par des crues répétées dans le nord de l'Algérie. Pour cela, une analyse fréquentielle multivariée complète sur les caractéristiques des crues (toutes les étapes, non pas seulement la modélisation) est appliquée. Onze bassins sont sélectionnés en fonction de leurs vulnérabilités aux inondations et de la disponibilité des données (longueur de la série chronologique et observation continue). Il a été remarqué que ces bassins versants présentent des caractéristiques physiographiques et climatiques différentes de l'Est (bassin côtier de Constantinois) à l'ouest (bassin côtier d'Oranais). Ceci donne une description appropriée de la variabilité hydrologique dans le nord de l'Algérie. D'autre part, en Algérie, l'AF a toujours été portée comme univariée en utilisant une seule variable (généralement Q_p); tandis que dans cette étude, trois variables sont extraites (Q_p, V et D). Pour les travaux futurs, une réflexion sur l'extrapolation de cette méthode aux sites non jaugés devrait être envisagée là où l'information hydrologique n'est pas disponible. Par conséquent, ce résultat sera utilisé dans la conception des ouvrages hydrauliques et la protection des villes et villages ainsi que des terres agricoles contre les inondations. Ainsi, cette première étape a permis de conclure sur la fiabilité d'une telle approche dans nos régions et dans le monde (Requena et al., 2013; Balistrocchi et al., 2017; Jiang et al., 2019; Zhou et al., 2019).











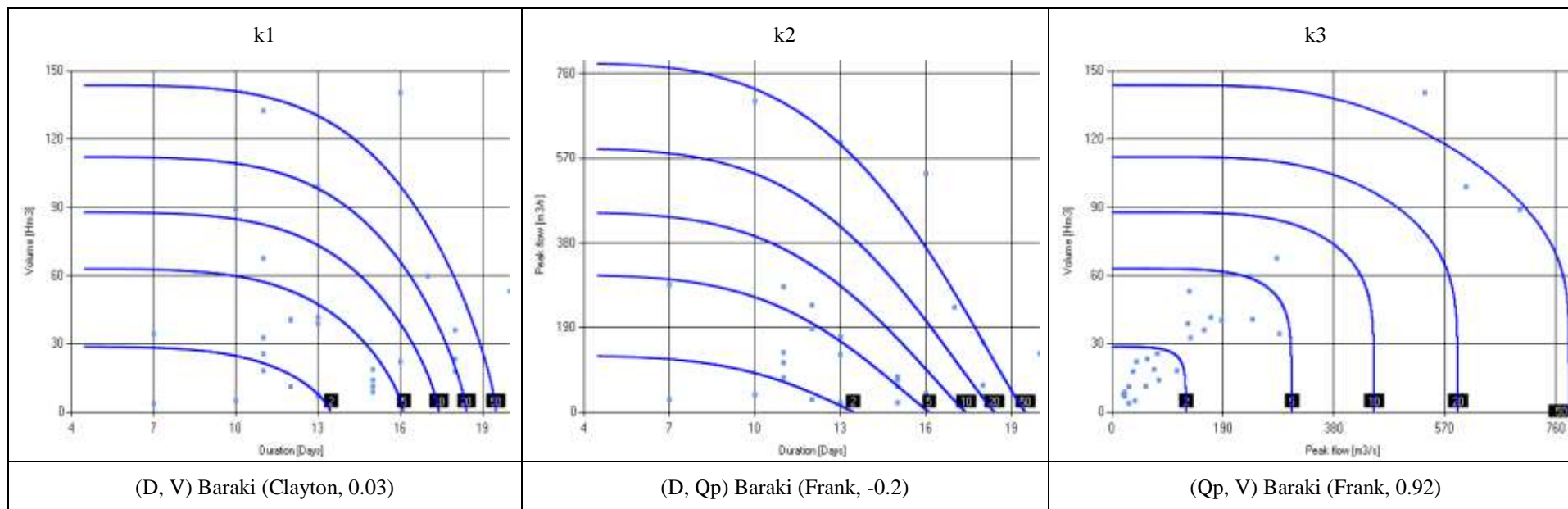


Figure 22. Ligne de contour des paires selon la copule sélectionnée pour l'événement de période de retour de $X \geq x \cap Y \geq y$

Les séries de débits journaliers permettent l'extraction de trois variables principales pour caractériser le risque de crue. Cette dernière est décrite par la structure de dépendance conjointe définie par les paires associées de variables de crue. La modélisation de la structure de dépendance est réalisée en utilisant une approche de copule qui fournit des informations importantes sur l'évaluation des risques des crues. En Algérie, les problèmes de risque de crues ont été traités dans l'approche univariée en identifiant la meilleure distribution (univariée) qui permet d'estimer le quantile pour une période de retour associée. Dans la présente thèse, une AF multivariée de crue est appliquée dans le nord de l'Algérie où 11 bassins versants sont analysés. Une AF multivariée complète est réalisée sur les variables extraites (D, V, Qp). La corrélation des variables de crue montre le lien entre un débit important qui peut générer un volume important et vice versa. Dans le même sens, Yue et al. (1999); Kim et al. (2003) et Ben Aissia et al. (2009) ont révélé une forte dépendance entre Qp et V. En revanche, les points de changement détectés ne sont pas retenus car ils sont situés sur les limites de la série qui affectent fortement la capacité du test appliqué (Xie et al., 2014; Xiong et al., 2015; Nayak et al., 2016).

En effet, dans un premier temps, pour l'estimation des quantiles univariés, la distribution Weibull est majoritairement sélectionnée pour la série de durée (7 sur 11), également pour les séries de débit de pointe (6 sur 11). Pour les séries de volume, Weibull (6 sur 11) et Log-Normal type 2 (4 sur 11) ce sont les distributions marginales sélectionnées. Les fonctions de profondeur sont utilisées pour identifier les valeurs aberrantes multivariées. Des tests multivariés sont utilisés pour vérifier les hypothèses de base de tendance, d'homogénéité et d'indépendance en série. Ensuite, l'étape de modélisation est réalisée sur la base de copules pour modéliser la structure de dépendance. En se basant sur les critères de sélection (AIC et BIC), ainsi que sur la qualité des tests et des outils graphiques, la plupart des trois copules (Frank, Clayton et Gumbel) sont retenues pour les variables de crue afin de décrire la structure conjointe des paires analysées.

Un total de 33 paires est analysé (trois paires pour chacune des 11 stations), où Clayton (4 sur 11) et Gumbel (4 sur 11) sont sélectionnés pour la paire (D, V); Frank (5 sur 11) et Clayton (3 sur 11) sont retenus pour la paire (D, Qp) et Gumbel (4 sur 11) et Frank (4 sur 11) décrivent le couple (Qp, V). Il est à noter qu'une période de retour donnée pour un événement de crue peut avoir diverses occurrences de variables de crue et vice versa. Ces résultats sont des outils précieux pour la gestion de l'eau de surface et pour la conception des structures hydrauliques (barrages, réseaux d'égouts, ponts et aménagement des cours d'eau). Concernant les études

d'AF multivariée dans la région méditerranéenne (Leite Rosa, 2011; Hamdi et al., 2016), nous notons la similitude du comportement des variables hydrologiques, avec nos résultats, pour évaluer l'événement extrême où les copules Frank et Clayton ont été sélectionnées pour modéliser la dépendance des variables étudiées.

Les résultats présentés dans ce travail d'une AF multivariée des variables de crue (D, V, Qp) offrent une opportunité importante pour développer une nouvelle stratégie de gestion de l'eau (approvisionnement en eau, irrigation), les systèmes d'égouts, le contrôle des crues et l'exploitation des réservoirs, où plusieurs combinaisons des caractéristiques de crue devraient être impliquées pour améliorer l'efficacité et la durabilité des structures hydrauliques (Karmakar & Simonovic, 2007; Bačová Mitková & Halmová, 2014; Balistrocchi et al., 2017). Une meilleure connaissance du comportement hydrologique des combinaisons de variables de crue (D, Qp), (D, V), (V, Qp) en approche multivariée est une étape prometteuse en Algérie, comme il est déjà le cas dans d'autres parties du monde. Cependant, la demande en eau augmente notamment dans sa partie nord où se trouve la majorité de la population. Par conséquent, gérer les crues pour réutiliser l'eau dans l'irrigation et/ou la recharger dans des nappes d'eau souterraines peut aider à minimiser les dommages causés par les crues et contribuer à fournir une quantité importante d'eau supplémentaire lorsque la demande en eau augmente (saison estivale). Par exemple, la période de retour de 100 ans est requise dans les aménagements de cours d'eau en concordance avec les résultats de Meddi et al. (2017). Grâce à la combinaison de deux ou plusieurs variables hydrologiques, principalement Qp et V, offre plus de fiabilité pour la conception des structures hydrauliques, la gestion des réservoirs d'eau, l'évaluation des risques d'inondation et à l'atténuation des crues dans les bassins étudiés (Salvadori & De Michele, 2004; Zhang & Singh, 2006; Reddy & Ganguli, 2012; Requena et al., 2013; Callau Poduje et al., 2014; Meddi et al., 2017; Balistrocchi et al., 2017; Jiang et al., 2019; Zhou et al., 2019; Liu et al., 2019).

5.6. Conclusion

Dans cette partie de la thèse, l'AF multivariée des caractéristiques des crues dans le nord de l'Algérie a été utilisée, afin de compléter les connaissances actuelles sur les systèmes hydrologiques et la gestion des crues en Algérie. Le cadre multivarié de l'AF est mené sur les événements de crues pour onze stations (dans sept grands bassins versants) choisies de l'extrême Est et de l'extrême Ouest du pays. La méthodologie considérée est complète puisqu'elle comprend toutes les étapes de l'AF multivariée. Le concept de la copule est

appliqué pour identifier la structure de dépendance des principales caractéristiques de crue (D , V et Q_p). Comme dans d'autres études, une corrélation significative entre Q_p et V est identifiée. Ce résultat montre la nécessité d'établir la structure conjointe de dépendance entre ces variables et de conduire une AF multivariée basée sur des copules. La sélection des copules, parmi trois paires de variables et 11 stations, montre que la copule de Frank est la plus souvent sélectionnée suivie de la copule de Clayton et de Gumbel.

Les résultats obtenus peuvent être utilisés par les gestionnaires des ressources en eau pour obtenir des informations sur des variables d'une crue donnée dans les régions étudiées. Grâce à ces résultats, il est démontré que l'application de copules pour l'analyse multivariée des caractéristiques corrélées de crue peut conduire à une structure conjointe qui décrit bien l'événement de crue. L'AF multivariée, y compris la structure de dépendance entre les caractéristiques de crue, est considérée comme un outil efficace pour gérer l'approvisionnement en eau dans les bassins versants étudiés. D'autre part, ces résultats peuvent être impliqués dans la conception de projets des ouvrages hydrauliques tels que les barrages, les ponts et les aménagements de cours d'eau et la protection des villes sujettes aux problèmes de crues. D'autre part, l'AF, en particulier dans l'approche multivariée, nécessite un type et une quantité spécifiques de données, des conditions de stationnarité, d'homogénéité et de dépendance en série par rapport à celles utilisées dans une autre étude hydrologique, p. ex. prévision, modélisation pluie-ruissellement.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Un consensus scientifique mondial affirme sur le fait que les événements extrêmes climatiques et hydrologiques seront plus sévères et fréquents, notamment pour la région méditerranéenne, aux horizons futurs. Considérant le problème du réchauffement climatique et ses impacts, il demeure impératif d'apporter plus d'information sur la situation climatique dans notre pays. En effet, dans la première partie de la thèse, une réponse à cette question a été traitée. Une panoplie de 27 indices inhérents aux extrêmes climatiques (température et précipitation) a été calculée afin de détecter les tendances des événements climatiques extrêmes. Pour atteindre cet objectif, 17 stations climatiques du Nord Algérien ont été analysées. Les indices extrêmes de précipitations expriment une baisse allant de 2,5 à 3,3 mm sur l'Algérois et de 1,3 à 2,3 sur le reste des stations situées à l'Est et à l'Ouest du pays. Les indices extrêmes de températures quant à eux, mentionnent des tendances vers des conditions de réchauffement principalement en ce qui concerne le nombre des jours et des nuits chauds. Les températures extrêmes maximales présentent une faible diminution de l'ordre de 0,05 à 0,1 °C sur l'Algérois, tandis qu'une faible augmentation allant de 0,05 à 0,08 °C est notée sur les autres stations du Nord algérien notamment à l'extrême Est et Ouest.

Les indices d'oscillations atmosphériques (SOI, AMO, WEMO et NAO) montrent une connexion d'influence sur les indices climatiques extrêmes de précipitations. Pour les indices extrêmes de températures, des relations similaires existent à l'exception de NAO qui ne montre aucune liaison avec les indices de températures. Établir cette téléconnexion permet de prédire la variabilité climatique et l'occurrence des événements climatiques extrêmes en fonction des indices d'oscillation les plus dominants ainsi que la proposition de quelques pistes de réflexion relatives aux scénarios de prédiction des événements climatiques extrêmes dans le Nord algérien.

Considérant le caractère complexe des extrêmes hydrologiques (crues), et la non satisfaction des objectifs des projets de lutte et/ou d'atténuation contre les crues, il demeure très difficile aux gestionnaires et ingénieurs de baser le dimensionnement et la conception de leurs projets sur une seule variable hydrologique. C'est dans cette vision que s'intègrent les résultats et les conclusions de la deuxième partie de la thèse en se focalisant sur les bassins affectés par des crues répétitives. Un nombre de 11 stations hydrométriques ont fait l'objet d'une analyse fréquentielle multivariée des trois variables caractéristiques d'une crue (D, V et Qp). Les quantiles univariés calculés selon les distributions appropriées pour chaque variable, montrent

que pour une crue d'une période de retour de 100 ans, la durée maximale de la crue est de 24 jours comme étant une valeur maximale à la station d'El Affroun (bassin de l'Algérois), une durée minimale de 10 jours pour la station de Timgad (Haut plateaux de l'Est Algérien). Il est à noter que des valeurs maximales de volume de l'ordre de $378,4 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ et un débit de $1458,1 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sont estimées à la station de Lakhdaria (bassin des Isser) pour une crue centenaire. Cependant, la même période de retour (100 ans) indique qu'un volume minimal de $6,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ ainsi qu'un débit minimal de $45,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sont enregistrés à la station de Ghazaouet (Extrême Ouest Algérien).

L'approche de copule a été adoptée pour modéliser la structure de dépendance entre les variables de crues. Sur les 33 paires analysées, les copules de Frank, Clayton et Gumbel sont les plus sélectionnées. En effet, les quantiles multivariés pour les périodes de retour de 2, 5, 10, 20 et 50 ans, ont été modélisés par les copules Clayton et Gumbel pour la paire (D, V), les copules Frank et Clayton pour la paire (Qp, V) et les copules Gumbel et Frank pour la paire (D, Qp). Les lignes de contour représentant les quantiles multivariés montrent qu'un événement donné de crue peut avoir plusieurs combinaisons de valeurs. En outre, une crue d'une période de retour donnée exprime diverses occurrences des variables de crue et vice versa, où une valeur d'une variable donnée peut avoir différentes périodes de retour. Les courbes des quantiles modélisées par les copules permettent de déterminer à la fois le débit de pointe, la durée et le volume d'une crue donnée pour une période de retour recherchée. Un même débit de pointe peut correspondre à différentes périodes de retour dépendant de la durée et le volume de la crue. De cette manière on peut caractériser le risque par le débit de pointe de la crue en plus de sa durée et son volume, ce qui donne plus d'informations à la gestion des situations critiques provoquées par les inondations. Cet apport en termes d'informations utiles marque la différence avec l'approche univariée.

PERSPECTIVES ET RECOMMANDATION

Les thématiques (extrêmes climatiques et extrêmes hydrologiques) traitées dans cette thèse figurent dans l'objectif de plusieurs travaux déjà réalisés pour différentes régions du pays. Cependant, les approches méthodologiques évoquées dans cette thèse tiennent leur nouveauté en termes de type de données impliquées, la taille de leurs séries chronologiques ainsi que dans leurs distributions géographiques (différents étages bioclimatiques). Ainsi, l'analyse des extrêmes climatiques a été conduite en évoquant toutes les étapes principales (test d'homogénéité des séries journalières, calcul des indices, calcul des tendances, corrélation avec les indices d'oscillation atmosphérique). La diversité des indices climatiques extrêmes calculés du point de vue qualité (indice de durée, d'intensité et de fréquence) permet d'apporter des informations utiles pour la surveillance du changement climatique, la planification des activités agricoles et la gestion de l'irrigation à grande échelle lors des séquences sèches. Il est suggéré d'extrapoler ces approches sur d'autres régions du pays en intégrant davantage de stations climatiques. Ceci permettra de mettre en évidence le signal du changement climatique et sa grandeur dans notre pays, et de déterminer les tendances régionales des événements extrêmes. Aussi, il est recommandé de faire des adaptations sur les indices climatiques extrêmes pour analyser d'autres paramètres climatiques ayant des observations journalières (vitesse du vent, humidité de l'air, intensité des précipitations).

En effet, un portrait méthodologique complet a été présenté dans cette thèse pour une analyse fréquentielle multivariée complète en adressant toutes ses étapes qui comprend l'extraction des caractéristiques des crues, l'analyse descriptive, les tests d'hypothèses, la sélection de modèles et leur estimation, et l'évaluation des risques. Cette méthode pourrait être reproduite dans d'autres bassins versants, et à d'autres variables de crue ou événements hydrologiques (sécheresses, précipitations). Aussi, il est utile pour des travaux futurs, de faire des analyses fréquentielles multivariées sur les séries non-stationnaires. Ceci permet de détecter le signal du changement climatique sur les extrêmes hydrologiques, ce qui nécessite des approches avancées (rarement rapportées dans la littérature).

L'application de l'analyse fréquentielle multivariée permet de décrire une crue par ses trois caractéristiques (D , V , Q_p) à la fois pour le même épisode de crue, tout en sélectionnant la période de retour recherchée puis en projetant sur les courbes des quantiles en déterminant les valeurs des variables correspondantes. Ceci représente un atout incontournable non accessible via l'analyse fréquentielle univariée, ce qui décrit l'évènement de crue par une seule valeur de

chacune des variables uniquement sans prendre en considération sa dépendance avec l'autre variable pour la même période de retour sélectionnée. Ceci peut rendre l'évaluation de risque de crue pleine d'incertitudes. Cependant, l'analyse fréquentielle univariée reste une étape préalable primordiale dans l'analyse fréquentielle multivariée, sur laquelle la sélection adéquate des distributions marginales univariées pour chaque variable, permet la modélisation appropriée de la structure de dépendance entre ces variables dans le contexte multivarié. Cette dernière offre une évaluation plus vigoureuse des risques de crue. Ainsi, un outil dans le dimensionnement des ouvrages hydrauliques facilement manipulable par les ingénieurs où cet outil offre une estimation assez précise par rapport à l'approche univariée. En outre, l'approche multivariée a prouvé son application dans le secteur de l'eau dans plusieurs régions du monde via son implication dans les plans d'aménagement et les stratégies de gestions des risques en temps réel. En effet, dans l'analyse fréquentielle multivariée des crues sur site, les modèles multivariés sélectionnés ne sont pas transférables à d'autres stations (même s'il s'agit de la même méthodologie). Le but de l'analyse fréquentielle n'étant pas la prévision, donc, il n'est pas approprié de valider les résultats via des sous-échantillons.

Les travaux présentés dans cette thèse sont nécessaires pour comprendre la dépendance entre les variables de crue multivariées, établir des stratégies de planification plus efficaces contre les risques d'inondation, l'accompagnement à la décision dans la gestion de l'eau, la conception des ouvrages hydrauliques, la maîtrise et l'atténuation des crues et l'optimisation du fonctionnement du réservoir d'eau en fonction des conditions locales de chaque bassin. En effet, cette technique offre une flexibilité aux ingénieurs, utile pour combler les lacunes dans les données et les résultats peuvent être appliqués pour de futures études régionales. D'autre part, ces résultats peuvent être impliqués dans la conception de projets d'ouvrages hydrauliques tels que le dimensionnement des barrages, des ponts, les aménagements des cours d'eau et la protection des villes sujettes aux inondations.

Cette étude peut être utilisée pour motiver les décideurs à continuer d'enregistrer les données dans les stations existantes afin qu'elles puissent être utilisées à l'avenir pour fournir une meilleure évaluation des risques de crue. Afin de fournir un jeu de données appropriées, il est bien recommandé d'étendre cette analyse à l'ensemble du pays en ajoutant plus de données et en impliquant plus de variables. Une telle étude nationale exigerait une étape supplémentaire de classification des stations dans des régions homogènes afin de fournir un modèle pour chaque groupe de stations. L'étude nationale nécessite également un énorme travail de préparation et de construction de bases de données. La présente étude peut être considérée

comme une première étape nécessaire vers une étude nationale. Il demeure impératif de penser à créer des bases de données climatiques et hydrologiques fiables et assez complètes couvrant l'ensemble du pays. Aussi, les mettre à la disponibilité des chercheurs qui doivent être impliqués comme collaborateurs efficaces dans la prise de décision dans la gestion des risques hydroclimatiques. Aussi, ces résultats peuvent fournir une base pour la conception de nouveaux guides de dimensionnement des installations hydrauliques en Algérie.

ANNEXES

Annexe A

Tableau 1. Revue historique des crues fluviales en Algérie

Date de l'événement		Localisation	Wilaya	Oued	Impacts
Date de début	Date de fin				
06/10/1966	06/10/1966	Ouest	Chlef	Cheliff	57 décès
Novembre 1967	Novembre 1967	Nord-Est et Aurès	Batna, Timgad, Constantine	El Grine, Berghout, Soultès, Hammam Grouz, Rhummel	20 décès
Septembre 1969	Octobre 1969	Nord centre	Alger, Médea, Blida, Boumerdès	Djer, Mazafran, El Harrach, Sébaou, Isser, Corso	76 décès
Mars 1973	Mars 1973	Nord-Est et Nord-Ouest	Tlemcen, Annaba, Taref	Seybousse, Saf-Saf, Kebir, Ressoul, Ksob, Sikkak, Isser	21 décès
28/03/1974	31/03/1974	Centre et Ouest	Alger, Blida, Boumerdès, Tizi Ouzou, Tlemcen	El Harrach, Djer, Mazafran, M'leta, Sébaou, Sikkak, Isser	52 décès et 4,570 maisons détruites
Novembre 1984	Novembre 1984	Ouest	Chlef, Relizane, Sidi Bel Abbès, Tlemcen	Cheliff, R'hiou, Mekkerà, Tafna	54 décès
09/01/1985	09/01/1985	Nord-Est	Constantine, Annaba, Sétif, Batna, Khenchela	Rhummel, Seybousse, Ksob, Kissir, Soultès, Yabous, Lahtiba	26 décès
21/01/1992	29/01/1992	Centre et Ouest	Alger, Tipaza, Blida, Ain Defla, Chlef	Djer, Mazafran, El Harrach, Hamiz, Tikezal, Cheliff	21 décès
19/10/1993	20/10/1993	Ouest	Relizane, Chlef, Tiaret	R'hiou, Cheliff, Menni	22 décès
21/09/1994	26/09/1994	Est et Ouest	Borj-Bou-Arreidj, Tiaret, Tissemsilt, Bouira, Naama	Ksob, Aïn Zada, Touil, Mina, El Abed	32 décès
23/04/1996	30/04/1996	Est	El Taref	Kebir, Kebir Est, Bougous	4 décès
06/08/2000	06/08/2000	Est	Borj-Bou-Arreidj, Oum El Bouaghi	Ksob, Aïn Zada, Boulfreis, El Hammam	7 décès
13/10/2000	13/10/2000	Ouest	Aïn Temouchent	Maleh, El Kihel	9 décès
22/10/2000	25/10/2000	Ouest	Sidi Bel Abbès, Relizane, Tlemcen, Naama	Mekkerà, Taria, Mina, R'hiou, Tlata, Mouillah, Tafna	28 décès
10/11/2001	14/11/2001	Centre et Ouest	Alger, Blida, Boumerdès, Tizi Ouzou, Tipaza, Chlef, Ain Defla, Relizane, Mascara, Oran, Mostaganem, Saïda et Tlemcen	Bab el Oued, Korich, Djer, Mazafran, Kniss, Béni Messous, Tléta, El Kerma, Sidi Arrack, El Harrach, Annassers, Ardjem, Djemaïa, Isser, Djemâa, Ménaïel, Boumzar, Barbara, Sébaou, Guettar, El Hammam, Merdja, Boumerdès, Corso, Hamiz, Arbatache, Taksebt, M'leta, Cheliff, Tikezal, Zeddine, El Abtal, Goussine, Kramis, Mina, R'hiou, El Melah, Tlélat, Tafna, Mekkerà, Tlata,	921 décès et 300 million dollars

				Taria	
17/08/2002	28/08/2002	Est et Ouest	Tébessa, Batna, Mila, Guelma, Oum El Bouaghi, Khenchela, Souk Ahras, Sidi Bel Abbes, Annaba	Melegue, Mejerdah, Soutles, Seybousse, Kebir, Rhummel, Mekker, Taria	29 décès et 1.5 million dollars de dommages matériels
09/10/2002	12/10/2002	Est	Sétif, Batna, Biskra	Djemourah, Biskra, Abiod, Ain Zada	13 décès
07/12/2002	07/12/2002	Centre	Béjaia, Tizi Ouzou	Sébaou, M'leta, Soummam	6 décès
02/04/2003	05/04/2003	Centre et Est	Tizi Ouzou, Béjaia, Annaba, Blida, Constantine	Sébaou, M'leta, Soummam, Djer, Mazafran, Rhummel	15 décès
13/11/2004	14/11/2004	Centre	Alger	Bab el Oued, Korich, Djer, Mazafran, Kniss, Béni Messous, Tléta, El Kerma, Sidi Arrack, El Harrach, Annassers	19 décès
21/03/2007	23/03/2007	Ouest	Relizane, Saida, Oran, Sidi Bel Abbès	Mina, R'hiou, Melah, Tlélat, Tafna, Mekker, Tlata, Taria	
24/11/2007	02/12/2007	Centre et Ouest	Alger, Tipaza, Boumerdès, Oran, Tizi Ouzou, Blida	Bab el Oued, Korich, Djer, Mazafran, Kniss, Béni Messous, Tléta, El Harrach, Annassers, Djemaïa, Isser, Djemâa, Larbaa, Sébaou, El Hammam, Boumerdès, Corso, Hamiz, Chiffa, Arbatache, Taksebt, M'leta, El Melah, Tlélat	14 décès
03/02/2012	14/02/2012	Centre et Est	Skikda, Boumerdès, Tizi Ouzou	Saf-Saf, Ameer, Boumerdès, Corso, Hamiz, Sébaou, M'leta	49 décès

Annexe B

Tableau 1. Données extraites pour la station Ammi Moussa

Année	D	V	Qp	ds	de	dp
1961	10	26,22	68,47	09/02/1961	18/02/1961	12/02/1961
1963	13	17,84	58,02	30/12/1962	11/01/1963	01/01/1963
1964	9	35,29	221,81	20/01/1964	28/01/1964	21/01/1964
1965	5	10,06	55,92	22/05/1965	26/05/1965	23/05/1965
1967	11	7,83	38,25	27/11/1966	07/12/1966	01/12/1966
1968	7	20,84	127,67	28/04/1968	04/05/1968	29/04/1968
1969	12	52,01	209	30/11/1968	11/12/1968	05/12/1968
1970	14	38,26	171,2	09/05/1970	22/05/1970	10/05/1970
1971	12	74,33	428,66	24/03/1971	04/04/1971	24/03/1971
1972	9	17,24	90,96	22/04/1972	30/04/1972	23/04/1972
1973	15	30,62	110,99	29/03/1973	12/04/1973	31/03/1973
1974	10	21,63	90,78	18/03/1974	29/03/1974	20/03/1974
1975	14	33,58	179,56	14/02/1975	27/02/1975	15/02/1975
1976	6	16,08	153,19	12/01/1976	17/01/1976	13/01/1976
1977	12	15,94	70,08	29/01/1977	09/02/1977	31/01/1977
1978	13	59,07	207,87	24/02/1978	08/03/1978	02/03/1978
1979	10	14,47	95,98	05/03/1979	14/03/1979	06/03/1979
1980	6	22,19	164,89	19/12/1979	24/12/1979	20/12/1979
1981	7	11,07	100,1	22/12/1980	28/12/1980	22/12/1980
1982	4	14,66	139,9	18/12/1981	21/12/1981	18/12/1981
1983	4	8,99	75,92	22/11/1982	25/11/1982	23/11/1982
1984	8	4,4	23,16	06/01/1984	13/01/1984	07/01/1984
1985	9	39,23	183,2	04/02/1985	12/02/1985	09/02/1985
1986	7	18,1	100,2	22/02/1986	28/02/1986	22/02/1986
1987	12	10,11	43,76	19/01/1987	30/01/1987	20/01/1987
1988	7	4,98	39,76	14/12/1987	20/12/1987	15/12/1987
1989	6	5,76	50,02	02/01/1989	07/01/1989	04/01/1989
1991	10	13,31	60,8	13/03/1991	22/03/1991	14/03/1991
1992	5	5,73	30,1	08/04/1992	12/04/1992	09/04/1992
1993	5	2,81	26,8	07/11/1992	11/11/1992	08/11/1992
1994	11	8,6	65,2	05/02/1994	15/02/1994	08/02/1994
1995	7	25,78	226	16/10/1994	22/10/1994	17/10/1994
1996	7	45,61	182	04/02/1996	10/02/1996	06/02/1996
1997	8	23,25	144	21/04/1997	28/04/1997	21/04/1997
1998	12	29,71	252	21/11/1997	04/12/1997	22/11/1997
1999	9	15,28	128,62	18/01/1998	26/01/1998	19/01/1998
2000	9	4,54	17,83	16/12/1998	24/12/1998	20/12/1998
2001	6	15,94	169,03	23/10/2000	28/10/2000	24/10/2000
2002	6	12,13	117,19	11/11/2001	16/11/2001	11/11/2001
2003	8	21,42	223,24	17/02/2003	24/02/2003	18/02/2003
2004	9	12,22	92,2	09/12/2003	17/12/2003	10/12/2003
2005	3	1,85	17,32017	09/12/2004	12/12/2004	09/12/2004

2006	7	12,79	91,93	05/05/2006	11/05/2006	05/05/2006
2007	6	7,55	67,49	05/04/2007	10/04/2007	05/04/2007
2008	3	15,97	101,58	29/10/2007	31/10/2007	30/10/2007
2009	11	72,08	352,14	05/03/2009	15/03/2009	06/03/2009
2010	16	26,26	118,84	02/03/2010	17/03/2010	09/03/2010
2011	13	9,56	45,47	16/02/2011	28/02/2011	18/02/2011
2012	9	54,44	183,17	13/04/2012	21/04/2012	16/04/2012

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 2. Données extraites pour la station Khemakhem

Année	D	V	Qp	ds	de	dp
1975	17	10,09	25,82	10/03/1975	26/03/1975	14/03/1975
1976	14	15,56	51,91	17/11/1975	30/11/1975	18/11/1975
1977	10	3,29	8,75	03/02/1977	12/02/1977	07/02/1977
1978	7	15,45	76,78	13/04/1978	19/04/1978	16/04/1978
1979	6	3,38	20,56	06/03/1979	11/03/1979	06/03/1979
1980	3	1,19	9,87	30/12/1979	01/01/1980	31/12/1979
1981	7	5,64	21,05	05/03/1981	11/03/1981	07/03/1981
1982	3	4,7	39,99	11/11/1981	14/11/1981	11/11/1981
1986	7	6,2	36,16	05/02/1986	11/02/1986	06/02/1986
1987	12	2,11	6,45	06/03/1987	17/03/1987	09/03/1987
1988	9	6,53	38,09	20/12/1987	28/12/1987	21/12/1987
1989	5	1,9	11,92	05/01/1989	09/01/1989	05/01/1989
1990	13	10,71	52,89	23/12/1989	04/01/1990	24/12/1989
1991	9	5,94	23,17	08/04/1991	16/04/1991	10/04/1991
1992	16	51,37	114,6	29/12/1991	13/01/1992	31/12/1991
1994	10	10,01	57,41	17/02/1994	26/02/1994	19/02/1994
1995	16	29,35	132,98	07/01/1995	22/01/1995	08/01/1995
1996	15	13,11	57,9	22/02/1996	07/02/1996	28/02/1996
1997	4	0,22	1,97	11/01/1997	14/01/1997	11/01/1997
1998	2	3,15	30,3	06/12/1997	07/12/1997	06/12/1997
1999	11	9,92	51,07	26/11/1998	06/12/1998	28/11/1998
2000	5	9,91	59,69	18/12/1999	22/12/1999	19/12/1999
2001	9	11,71	67,21	30/01/2001	07/02/2001	01/02/2001
2002	6	1,17	7,98	22/02/2002	27/02/2002	22/02/2002
2004	9	10,38	30,28	30/12/2003	07/01/2004	03/01/2004
2005	3	7,04	66,3	13/11/2004	15/11/2004	14/11/2004

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 3. Données extraites pour la station Ain El Assel

Année	D	V	Qp	ds	de	dp
1948	15	42,9	148,6	12/12/1947	26/12/1947	21/12/1947
1949	11	33,7	242,4	10/11/1948	20/11/1948	11/11/1948
1950	8	45,1	178,3	01/03/1950	08/03/1950	04/03/1950
1951	7	21,2	68,6	05/02/1951	11/02/1951	07/02/1951
1952	5	36,9	222,9	29/12/1951	02/01/1952	30/12/1951
1953	10	94,9	367,1	05/12/1952	14/12/1952	07/12/1952
1954	9	78,3	268,5	17/02/1954	25/02/1954	21/02/1953
1955	10	42,6	235,5	12/12/1954	21/12/1954	14/12/1954
1961	11	48,4	231,5	24/01/1961	03/02/1961	27/01/1961
1962	12	53,3	142,3	10/02/1962	21/02/1962	13/02/1962
1963	7	43,7	373,2	19/04/1963	25/04/1963	20/04/1963
1964	11	54,8	208,1	28/01/1964	07/02/1964	29/01/1964
1965	5	32,3	210,7	14/01/1965	18/01/1965	15/01/1965
1966	7	41,8	208,8	22/04/1966	28/04/1966	23/04/1966
1967	8	33,3	201,9	06/02/1967	13/02/1967	08/02/1967
1968	6	28,3	136,4	19/01/1968	24/01/1968	21/01/1968
1969	8	28,4	140,1	01/01/1969	08/01/1969	04/01/1969
1970	12	64,4	212,8	19/12/1969	30/12/1969	19/12/1969
1971	13	56,1	324,6	08/04/1971	20/04/1971	10/04/1971
1972	11	53,1	167,6	11/04/1972	21/04/1972	13/04/1972
1973	11	143,6	467,9	24/03/1973	03/04/0973	27/03/1973
1974	8	13,1	81,9	22/04/1974	29/04/1974	25/04/1974
1975	8	57,3	368,8	17/02/1975	24/02/1975	17/02/1975
1976	9	38,5	241,5	15/05/1976	23/05/1976	16/05/1976
1977	6	50,7	307,8	17/11/1976	22/11/1976	18/11/1976
1978	8	56,5	115,7	02/02/1978	09/02/1978	02/02/1978
1979	10	84,7	248,9	15/04/1979	24/04/1979	16/04/1979
1980	7	17,3	78,5	03/11/1979	09/11/1979	04/11/1979
1981	8	26,5	122,2	30/12/1980	06/01/1981	31/12/1980
1982	7	24,7	133,3	06/03/1982	12/03/1982	07/03/1982
1983	9	48,2	223,1	23/12/1982	31/12/1982	26/12/1982
1984	6	45,6	251,8	01/02/1984	06/02/1984	04/02/1984
1985	9	135,1	411,5	29/12/1984	06/01/1985	31/12/1984
1986	4	13,7	109,6	09/01/1986	12/01/1986	10/01/1986
1987	5	43,8	241,7	17/01/1987	21/01/1987	18/01/1987
1988	5	34,9	185,6	06/03/1988	10/03/1988	07/03/1988
1989	9	7,1	52,6	10/03/1989	18/03/1989	10/03/1989
1990	5	3,1	21,7	12/05/1990	16/05/1990	13/05/1990
1991	9	60	181,5	27/01/1991	04/02/1991	28/01/1991
1992	7	62,3	200,3	10/04/1992	16/04/1992	11/04/1992
1993	7	70,1	140,8	01/01/1993	07/01/1993	04/01/1993
1994	9	62,1	160,3	07/02/1994	15/02/1994	10/02/1994
1995	5	29,5	97,6	11/01/1995	15/01/1995	13/01/1995

1996	11	88,9	238,9	27/04/1996	07/05/1996	30/04/1996
1997	9	23,9	122,1	07/02/1997	15/02/1997	07/02/1997
1998	12	65	243,7	16/01/1998	27/01/1998	22/01/1998
1999	11	41,2	193,5	02/01/1999	12/01/1999	03/01/1999
2000	7	24,4	124,3	20/12/1999	26/12/1999	20/12/1999
2001	6	23,8	151,4	21/01/2001	26/01/2001	21/01/2001
2002	12	3,2	6,3	31/03/2002	11/04/2002	06/04/2002
2003	11	83,3	369,4	03/04/2003	13/04/2003	05/04/2003

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 4. Données extraites pour la station Ghazaouet

Année	Durée	V	Qp	ds	de	dp
1971	6	0,9	3,5	08/05/1971	13/05/1971	10/05/1971
1972	7	1,3	8,6	23/03/1972	29/03/1972	24/03/1972
1973	18	5,5	33,8	27/03/1973	13/04/1973	29/03/1973
1974	9	2,1	11,1	27/03/1974	04/04/1974	29/03/1974
1975	9	3,4	23,8	19/04/1975	27/04/1975	21/04/1975
1976	7	0,5	3,5	11/02/1976	17/02/1976	12/02/1976
1977	15	0,5	2	21/01/1977	04/02/1977	24/01/1977
1978	6	0,4	3,6	22/11/1977	26/11/1977	24/11/1977
1979	10	0,6	3,9	26/02/1979	07/03/1979	27/02/1979
1980	11	2,6	23,5	04/03/1980	14/03/1980	05/03/1980
1981	15	4,9	25,1	27/12/1980	10/01/1981	29/12/1980
1982	7	0,3	1,9	07/05/1982	13/05/1982	10/05/1982
1983	6	0,1	0,4	22/12/1982	27/12/1982	23/12/1982
1984	7	0,2	1,7	12/12/1983	18/12/1983	13/12/1983
1985	7	0,03	0,1	06/05/1985	12/05/1985	08/05/1985
1986	5	0,8	7,3	08/02/1986	12/02/1986	09/02/1986
1987	12	2,5	19,7	16/11/1986	26/11/1986	18/11/1986
1988	4	0,1	1,3	04/10/1987	07/10/1987	05/10/1987
1989	10	3,2	19,4	18/03/1989	27/03/1989	20/03/1989
1990	8	0,9	6	14/01/1990	21/01/1990	14/01/1990
1991	5	1,6	14,1	13/03/1991	17/03/1991	14/03/1991
1992	8	0,8	6,5	04/05/1992	11/05/1992	04/05/1992
1993	10	0,7	6,2	06/05/1993	15/05/1993	06/05/1993
1994	4	0,3	2,1	19/01/1994	22/01/1994	20/01/1994
1995	5	3,6	32,4	28/02/1995	04/03/1995	01/03/1995
1996	3	0,1	1,2	06/12/1995	08/12/1995	06/12/1995
1997	9	0,2	1,5	24/01/1997	01/02/1997	25/01/1997
1998	2	0,7	6,7	27/09/1997	28/09/1997	27/09/1997
1999	8	0,6	4,5	28/02/1999	07/03/1999	01/03/1999
2000	5	0,2	1,1	17/12/1999	21/12/1999	17/12/1999
2001	6	0,1	1,1	27/02/2001	04/03/2001	28/02/2001
2002	3	1,6	16,6	10/11/2001	12/11/2001	10/11/2001
2003	6	0,5	2,5	16/02/2003	21/02/2003	16/02/2003
2004	9	2,2	15,5	14/03/2004	22/03/2004	15/03/2004
2005	9	0,1	0,3	06/03/2005	14/03/2005	07/03/2005
2006	7	0,1	0,4	20/01/2006	26/01/2006	20/01/2006
2007	10	0,3	0,7	22/04/2007	01/05/2007	22/04/2007
2008	6	0,4	2,5	26/11/2007	01/12/2007	27/11/2007
2009	18	1,9	7,2	08/12/2008	25/12/2008	15/12/2008
2010	9	0,6	3,3	08/03/2010	16/03/2010	09/03/2010

2011	5	0,1	1	19/05/2011	23/05/2011	20/05/2011
2012	8	2,4	20,1	27/11/2011	04/12/2011	28/11/2011

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 5. Données extraites pour la station Timgad

Année	D	V	Qp	ds	de	dp
1970	5	9,4	53,6	26/09/1969	30/09/1969	27/09/1969
1971	4	0,5	4,9	27/09/1970	30/09/1970	27/09/1969
1972	7	2,3	14,1	02/10/1971	08/10/1971	07/10/1971
1973	4	3,2	34,2	04/09/1972	07/09/1972	04/09/1972
1974	5	0,7	8,1	07/07/1974	11/07/1974	07/07/1974
1975	5	0,4	4,7	26/04/1975	30/04/1975	27/04/1975
1976	4	2,3	14,3	26/06/1976	29/06/1976	29/06/1976
1977	2	0,5	5,6	07/09/1976	08/09/1976	07/09/1976
1978	4	0,3	2,4	23/11/1977	26/11/1977	25/11/1977
1979	12	1,2	7,4	14/04/1979	25/04/1979	15/04/1979
1980	4	1,3	15	02/09/1979	05/09/1979	03/09/1979
1981	3	0,4	4,7	19/09/1980	21/09/1980	19/09/1980
1982	3	1,5	14,8	01/06/1982	03/06/1982	02/06/1982
1983	3	9,5	77,6	10/11/1982	12/11/1982	11/11/1982
1984	2	0,2	2,2	04/10/1983	05/10/1983	04/10/1983
1985	2	1,1	12,1	17/10/1984	18/10/1984	17/10/1984
1986	2	0,1	1,4	27/09/1985	28/09/1985	27/09/1985
1987	2	0,3	3,1	29/09/1986	30/09/1986	30/09/1986
1988	1	0,3	2,9	27/04/1988	27/04/1988	27/04/1988
1989	2	2,9	24	27/05/1989	28/05/1989	27/05/1989
1990	2	2,3	26,7	17/07/1990	18/07/1990	17/07/1990
1991	4	0,1	1,1	31/03/1991	03/04/1991	31/03/1991
1992	5	0,4	3,9	19/10/1991	23/10/1991	19/10/1991
1993	2	0,1	0,7	06/11/1992	07/11/1992	07/11/1992
1994	2	0,2	2,5	21/09/1993	22/09/1993	21/09/1993
1995	2	0,5	5,4	12/03/1995	13/03/1995	12/03/1995
1996	2	1,2	13,8	13/01/1996	14/01/1996	13/01/1996
1997	1	0,5	6,4	22/08/1997	22/08/1997	22/08/1997
1998	1	1,2	13,6	20/08/1998	20/08/1998	20/08/1998
1999	3	1	11,1	24/09/1998	26/09/1998	24/09/1998
2000	2	0,9	7,2	06/09/1999	07/09/1999	07/09/1999
2001	2	0,6	7,5	04/05/2001	05/05/2001	04/05/2001
2002	2	1,8	18,9	07/09/2001	08/09/2001	07/09/2001
2003	4	1,3	13,3	08/08/2003	11/08/2003	08/08/2003
2004	2	4	45,5	29/10/2003	30/10/2003	29/10/2003
2005	7	7,3	71,6	06/12/2004	12/12/2004	08/12/2004

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 6. Données extraites pour la station Lakhdaria

Année	D	V	Qp	ds	de	dp
1967	6	19,6	192,3	28/09/1966	03/10/1966	29/09/1966
1968	16	135,8	985,3	11/12/1967	26/12/1967	12/12/1967
1969	8	34,2	213,7	09/12/1968	16/12/1968	12/12/1968
1970	6	43,3	417,5	25/10/1969	30/10/1969	26/10/1969
1971	6	18,2	88,5	01/04/1971	06/04/1971	02/04/1971
1972	14	340,9	1197,9	18/01/1972	31/01/1972	23/01/1972
1973	8	167,5	661,5	02/02/1973	09/02/1973	04/02/1973
1974	6	307,9	1489,5	29/03/1974	03/04/1974	30/03/1974
1975	11	43,5	209,2	20/03/1975	30/03/1975	22/03/1975
1976	13	125	271,2	06/02/1976	18/02/1976	07/02/1976
1977	6	26,9	159,5	22/12/1976	27/12/1976	23/12/1976
1978	5	20,3	148,1	02/04/1978	06/04/1978	03/04/1978
1979	13	160,9	326,1	24/02/1979	08/03/1979	02/03/1979
1980	5	61,2	335,7	11/01/1980	15/01/1980	11/01/1980
1981	11	80,3	325,4	16/12/1980	26/12/1980	20/12/1980
1983	8	63,5	224,5	23/12/1982	30/12/1982	26/12/1982
1984	8	17,7	100,6	02/02/1984	09/02/1984	03/02/1984
1985	8	69,3	211	06/03/1985	13/03/1985	09/03/1985
1986	3	49,6	330,4	06/03/1986	08/03/1986	07/03/1986
1987	7	45,5	248,7	05/02/1987	11/02/1987	06/02/1987
1988	9	12,7	60,1	06/03/1988	14/03/1988	06/03/1988
1989	7	45,4	303,9	13/12/1988	19/12/1988	14/12/1988
1990	5	13,8	128,1	16/07/1990	20/07/1990	17/07/1990
1991	6	27,3	205,1	21/02/1991	26/02/1991	21/02/1991
1992	14	58,6	372,6	25/01/1992	07/02/1992	26/01/1992
1993	8	20,3	100,9	03/11/1992	10/11/1992	04/11/1992
1994	12	32,1	159,1	20/01/1994	31/01/1994	20/01/1994
1995	17	184	253,8	06/01/1995	22/01/1995	08/01/1995
1996	10	46,9	321,8	27/02/1996	07/03/1996	29/02/1996
1997	3	5,1	28,7	25/08/1997	27/08/1997	25/08/1997
1998	4	18,3	187,3	22/11/1997	25/11/1997	23/11/1997
1999	6	15,5	96,9	18/01/1999	23/01/1999	19/01/1999
2000	7	42,3	213,6	18/12/1999	24/12/1999	19/12/1999
2001	11	46,6	272,8	28/01/2001	07/02/2001	30/01/2001
2005	16	57,2	266,2	29/12/2004	13/01/2005	30/12/2004
2006	11	33,9	89,1	30/01/2006	09/02/2006	01/02/2006
2007	9	181,2	722,7	08/03/2007	16/03/2007	09/03/2007
2008	12	56,3	229,1	25/11/2007	06/12/2007	30/11/2007
2009	9	20,4	115,4	12/01/2009	20/01/2009	13/01/2009
2010	8	14,8	48,4	08/03/2010	15/03/2010	10/03/2010
2011	5	27,8	133,1	28/02/2011	04/03/2011	02/03/2011

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 7. Données extraites pour la station Sidi Ali Ben Youb

Année	D	V	Qp	ds	de	dp
1950	5	8,2	66,1	06/05/1950	10/05/1950	07/05/1950
1951	4	7,7	62,2	18/09/1950	21/09/1950	18/09/1950
1952	5	3,3	23	23/09/1951	27/09/1951	24/09/1951
1953	9	1,3	3,4	23/03/1953	31/03/1953	27/03/1953
1954	10	6,4	35,2	11/04/1954	20/04/1954	14/04/1954
1955	3	1,4	14,6	18/06/1955	20/06/1955	18/06/1955
1956	4	1,8	14,5	07/04/1956	10/04/1956	08/04/1956
1957	5	2,8	19,7	17/04/1957	21/04/1957	18/04/1957
1958	7	8,6	59,1	19/10/1957	25/10/1957	20/10/1957
1959	4	2,2	20,5	21/07/1959	24/07/1959	23/07/1959
1967	5	4,1	26,4	09/10/1966	13/10/1966	10/10/1966
1968	6	1,8	12,6	10/05/1968	15/05/1968	11/05/1968
1970	1	7,2	83,1	05/10/1969	05/10/1969	05/10/1969
1971	2	1,3	14,9	29/04/1971	30/04/1971	29/04/1971
1972	4	4	41,5	09/11/1971	12/11/1971	09/11/1971
1973	3	1,6	10	19/11/1972	21/10/1972	19/11/1972
1974	11	2,5	5,5	29/03/1974	08/04/1974	31/03/1974
1975	11	3,7	16,1	18/04/1975	28/04/1975	24/04/1975
1976	3	0,7	6,9	21/06/1976	23/06/1976	21/06/1976
1977	12	5,7	46,7	20/10/1976	30/10/1976	21/10/1976
1978	2	0,1	0,8	23/01/1978	24/01/1978	23/01/1978
1979	4	1,4	13,9	14/09/1978	17/09/1978	14/09/1978
1980	7	1,5	6,8	24/09/1979	30/09/1979	24/09/1979
1981	9	4,9	26,6	01/06/1981	09/06/1981	02/06/1981
1982	6	3,1	29,9	23/06/1982	28/06/1982	24/06/1982
1983	3	0,3	2,5	03/06/1983	05/06/1983	03/06/1983
1984	8	2,5	11,6	10/11/1983	17/11/1983	10/11/1983
1985	4	1,2	6,5	24/09/1984	27/09/1984	25/09/1984
1986	8	4,9	25,8	02/06/1986	09/06/1986	02/06/1986
1987	9	3,1	30,6	23/06/1987	01/07/1987	24/06/1987
1988	3	0,3	2,5	03/06/1988	05/06/1988	03/06/1988
1989	9	2,5	11,4	10/11/1988	18/11/1988	10/11/1988
1990	6	1,6	14,7	07/06/1990	12/06/1990	07/06/1990
1991	10	13,6	141,6	03/10/1990	12/10/1990	04/10/1990
1992	11	3,7	33,5	16/05/1992	26/05/1992	19/05/1992
1993	7	1,7	15,9	19/03/1993	25/03/1993	20/03/1993
1995	13	12,1	45,8	27/09/1994	10/10/1994	28/09/1994
1996	12	12,2	100	07/03/1996	17/03/1996	12/03/1996
1997	9	4,7	20,8	22/08/1997	30/08/1997	23/08/1997
1998	12	9,3	77,1	13/09/1997	24/09/1997	16/09/1997
1999	4	1,2	12,9	21/09/1998	24/09/1998	21/09/1998
2000	6	2	20,7	27/09/1999	02/10/1999	27/09/1999
2001	8	10,5	111,9	22/10/2000	29/10/2000	23/10/2000
2002	4	17,4	177,6	23/08/2002	26/08/2002	24/08/2002
2003	6	1,1	11,5	09/06/2003	14/06/2003	09/06/2003
2004	6	2,2	20,3	16/11/2003	21/11/2003	18/11/2003
2005	3	0,3	3,3	04/09/2004	06/09/2004	04/09/2004
2006	11	8,4	86,9	26/05/2006	05/06/2006	28/05/2006
2007	6	21,2	133,6	18/04/2007	23/04/2007	19/04/2007
2008	8	4	22,1	25/11/2007	02/12/2007	25/11/2007
2009	4	20,1	169,7	25/10/2008	28/10/2008	26/10/2008

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Tableau 8. Données extraites pour la station Taria

Année	D	V	Qp	ds	de	dp
1974	14	4,2	12,2	28/12/1973	10/01/1974	31/12/1973
1975	7	1,8	12,1	04/03/1975	10/03/1975	06/03/1975
1976	7	1,5	5	14/03/1976	20/03/1976	15/02/1976
1977	12	4,1	18,7	22/10/1976	02/11/1976	29/10/1976
1978	5	1,4	5,5	29/01/1978	02/02/1978	01/02/1978
1979	6	1,1	6,1	14/02/1979	19/02/1979	16/02/1979
1980	10	4,6	30,3	04/03/1980	13/03/1980	06/03/1980
1981	11	2,7	11,7	16/12/1980	26/12/1980	20/12/1980
1982	9	2,5	16,6	22/04/1982	30/04/1982	23/04/1982
1983	11	1,4	5,1	26/11/1982	06/12/1982	29/12/1982
1984	6	0,3	2	01/02/1984	06/02/1984	03/02/1984
1985	10	20,8	100	10/11/1984	19/11/1984	12/11/1984
1986	19	10,6	61,5	30/01/1986	17/02/1986	09/02/1986
1987	7	5,1	40,3	11/07/1987	17/07/1987	11/07/1987
1988	12	4,6	24	17/01/1988	28/01/1988	20/01/1988
1989	3	2,5	25,6	22/07/1989	24/07/1989	23/07/1989
1990	5	5,6	56,3	02/01/1990	06/01/1990	04/01/1990
1991	18	17,1	79,1	12/03/1991	29/03/1991	15/03/1991
1992	11	1,3	10,1	06/04/1992	16/04/1992	09/04/1992
1993	5	1,6	11,7	04/08/1993	08/08/1993	05/08/1993
1994	8	4,7	35,6	19/10/1993	26/10/1993	20/10/1993
1995	9	14,5	130	15/10/1994	23/10/1994	17/10/1994
1996	11	10,4	56,1	04/12/1995	14/12/1995	06/12/1995
1997	3	4,6	47,5	21/08/1997	23/08/1997	22/08/1997
1998	5	5,6	57,4	21/11/1997	25/11/1997	22/11/1997
1999	5	2,5	21,8	14/03/1999	18/03/1999	16/03/1999
2000	6	7,7	85,5	26/09/1999	01/10/1999	27/09/1999
2001	7	14,5	94,5	23/10/2000	29/10/2000	23/10/2000
2002	9	8,6	89,8	07/05/2002	15/05/2002	07/05/2002
2003	6	1,8	14,7	25/11/2002	30/11/2002	25/11/2002
2004	13	1,6	10,2	11/05/2004	23/05/2004	11/05/2004
2005	4	3,4	36,4	09/12/2004	12/12/2004	09/12/2004
2006	10	3,5	24,6	31/01/2006	09/02/2006	31/01/2006
2007	4	1,5	15,6	05/05/2007	08/05/2007	05/05/2007
2008	5	2,4	19,5	16/10/2008	20/10/2008	17/10/2008
2011	4	0,5	5,2	25/04/2011	28/04/2011	25/04/2011
2012	10	0,7	4,8	31/03/2012	09/04/2012	01/04/2012

ds: date de début; de: date de fin; dp: date de pointe

Annexe C

Tableau 1. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station d'Ammi Moussa

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Camma	ML	11,91	0,064
	Gamma	MM	9,57	0,14
	GEV	LM	10,74	0,057
	Gumbel	ML	8,78	0,19
	Gumbel	MM	9,57	0,14
	Gumbel	LM	9,57	0,14
	Inverse Gamma	ML	8,78	0,19
	Log-Normal 2	ML	8,78	0,19
	Log Pearson	DMM	10,74	0,057
	Normal	ML	11,91	0,064
	Weibull	ML	11,91	0,064
	Weibull	MM	10,74	0,097
	V	Exponentiel	ML	4,13
Camma		ML	1,45	0,96
Gamma		MM	1,83	0,93
GEV		ML	4,13	0,53
GEV		MM	9,49	0,091
GEV		LM	2,21	0,82
Gumbel		ML	4,89	0,56
Gumbel		MM	11,79	0,067
Gumbel		LM	9,87	0,13
Inverse Gamma		ML	4,51	0,61
Log-Normal 2		ML	3,36	0,76
Log-Normal 3		MM	9,49	0,091
Log Pearson		DMM	1,83	0,87
Log Pearson		SAM	1,45	0,92
Pearson		MM	4,13	0,53
Weibull		ML	7,96	0,24
Weibull		MM	4,13	0,66
Generalized logistic	LM	1,83	0,87	
Qp	Exponentiel	ML	9,87	0,13
	Camma	ML	4,13	0,66
	Gamma	MM	4,13	0,66
	GEV	ML	4,51	0,48
	GEV	MM	6,04	0,3
	GEV	LM	4,51	0,48
	Gumbel	ML	2,98	0,81
	Gumbel	MM	5,28	0,51
	Gumbel	LM	5,28	0,51

	Inverse Gamma	ML	8,34	0,21
	Log-Normal 2	ML	7,57	0,27
	Log-Normal 3	MM	4,89	0,43
	Log Pearson	DMM	4,13	0,53
	Log Pearson	SAM	8,34	0,14
	Normal	ML	11,02	0,088
	Pearson	ML	9,49	0,091
	Pearson	MM	4,89	0,43
	Weibull	ML	3,74	0,71
	Weibull	MM	2,98	0,81
	Generalized logistic	LM	3,36	0,64

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 2. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station de Khemakhem

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Exponentiel	ML	5,23	0,26
	Camma	ML	7,38	0,12
	Gamma	MM	7,38	0,12
	GEV	LM	2	0,57
	GEV	MM	2	0,57
	GEV	LM	2	0,57
	Gumbel	ML	7,38	0,12
	Gumbel	MM	7,38	0,12
	Gumbel	LM	7,38	0,12
	Inverse Gamma	ML	2,54	0,64
	Log-Normal 2	ML	3,62	0,46
	Log-Normal 3	MM	2	0,57
	Log Pearson	DMM	2	0,57
	Log Pearson	SAM	7,38	0,061
	Normal	ML	2	0,74
	Pearson	ML	7,38	0,061
	Pearson	MM	2	0,57
	Weibull	ML	3,08	0,55
	Weibull	MM	3,08	0,55
Generalized logistic	LM	2	0,57	
V	Exponentiel	ML	5,23	0,26
	Camma	ML	5,23	0,26
	Gamma	MM	6,31	0,18
	GEV	ML	5,23	0,16
	GEV	LM	4,69	0,2
	Gumbel	ML	6,31	0,18
	Log-Normal 2	ML	3,62	0,46

	Log-Normal 3	MM	5,23	0,16
	Log Pearson	DMM	3,62	0,31
	Log Pearson	SAM	6,85	0,077
	Pearson	ML	4,69	0,2
	Pearson	MM	5,23	0,16
	Weibull	ML	5,23	0,26
	Weibull	MM	5,23	0,26
	Generalized logistic	LM	3,08	0,38
Qp	Exponentiel	ML	4,69	0,32
	Camma	ML	3,08	0,55
	Gamma	MM	4,15	0,39
	GEV	ML	4,69	0,2
	GEV	MM	1,46	0,69
	GEV	LM	1,46	0,69
	Gumbel	ML	3,08	0,55
	Gumbel	MM	1,46	0,83
	Gumbel	LM	1,46	0,83
	Log-Normal 2	ML	8,46	0,076
	Log-Normal 3	MM	1,46	0,69
	Log Pearson	DMM	5,23	0,16
	Log Pearson	SAM	4,69	0,2
	Normal	ML	6,85	0,14
	Pearson	ML	4,69	0,2
	Pearson	MM	3,08	0,38
	Weibull	ML	3,62	0,46
	Weibull	MM	3,62	0,46
		Generalized logistic	LM	4,69

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 3. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station d'Ain El Assel

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Camma	ML	10,84	0,093
	Gamma	MM	10,84	0,093
	GEV	ML	10,84	0,055
	GEV	MM	10,84	0,055
	GEV	LM	10,84	0,055
	Gumbel	LM	10,84	0,093
	Inverse Gamma	ML	10,84	0,093
	Log-Normal 2	ML	10,84	0,093
	Log-Normal 3	MM	10,84	0,055
	Log Pearson	DMM	10,84	0,055
	Log Pearson	SAM	10,84	0,055

	Normal	ML	10,84	0,093	
	Pearson	ML	10,84	0,055	
	Pearson	MM	10,84	0,055	
	Weibull	ML	10,84	0,093	
	Weibull	MM	10,84	0,093	
	Generalized logistic	LM	10,84	0,055	
V	Camma	ML	7,41	0,28	
	Gamma	MM	5,65	0,46	
	GEV	ML	3,53	0,62	
	GEV	MM	3,53	0,62	
	GEV	LM	3,53	0,62	
	Gumbel	ML	5,65	0,46	
	Gumbel	MM	5,65	0,46	
	Gumbel	LM	5,65	0,46	
	Log-Normal 2	ML	12	0,062	
	Log-Normal 3	MM	3,88	0,57	
	Log Pearson	DMM	4,94	0,42	
	Log Pearson	SAM	8,47	0,13	
	Normal	ML	6	0,42	
	Pearson	ML	4,59	0,47	
	Pearson	MM	6	0,31	
	Weibull	ML	4,94	0,55	
	Weibull	MM	6,71	0,35	
	Generalized logistic	LM	2,47	0,78	
Qp	Camma	ML	8,82	0,18	
	Gamma	MM	8,82	0,18	
	GEV	ML	8,12	0,15	
	GEV	MM	10,94	0,053	
	GEV	LM	10,94	0,053	
	Gumbel	ML	9,88	0,13	
	Gumbel	MM	6,71	0,35	
	Gumbel	LM	8,82	0,18	
	Log-Normal 3	MM	10,94	0,053	
	Log Pearson	DMM	7,41	0,19	
	Normal	ML	6	0,42	
	Pearson	ML	10,94	0,053	
	Pearson	MM	9,18	0,1	
	Weibull	ML	8,47	0,21	
	Weibull	MM	7,06	0,32	
		Generalized logistic	LM	6,35	0,27

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 4. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station de Ghazaouet

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Camma	ML	1,05	0,96
	Gamma	MM	7,14	0,21
	GEV	ML	0,67	0,96
	GEV	MM	1,05	0,9
	GEV	LM	0,67	0,96
	Gumbel	ML	0,67	0,98
	Gumbel	MM	1,05	0,96
	Gumbel	LM	0,67	0,98
	Inverse Gamma	ML	10,19	0,07
	Log-Normal 2	ML	1,05	0,96
	Log-Normal 3	MM	1,05	0,9
	Log Pearson	DMM	1,05	0,9
	Log Pearson	SAM	1,05	0,9
	Normal	ML	8,67	0,12
	Pearson	ML	1,05	0,9
	Pearson	MM	1,05	0,9
	Weibull	ML	8,67	0,12
	Weibull	MM	8,67	0,12
	Generalized logistic	LM	0,67	0,96
V	Exponentiel	ML	7,52	0,18
	Camma	ML	6,38	0,27
	Gamma	MM	5,62	0,35
	GEV	ML	7,9	0,095
	Inverse Gamma	ML	10,57	0,061
	Log-Normal 2	ML	2,95	0,71
	Log Pearson	SAM	2,57	0,63
	Weibull	ML	6,38	0,27
Qp	Exponentiel	ML	8,67	0,12
	Camma	ML	5,24	0,39
	Gamma	MM	5,24	0,39
	GEV	ML	3,71	0,45
	Inverse Gamma	ML	8,67	0,12
	Log-Normal 2	ML	3,33	0,65
	Log Pearson	SAM	2,95	0,57
	Weibull	ML	5,24	0,39

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 5. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station de Timgad

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Normal	ML	7,8	0,099
	Weibull	ML	7,8	0,099
	Weibull	MM	7,8	0,099
V	Exponentiel	ML	4,44	0,49
	Camma	ML	6,22	0,29
	GEV	ML	3,56	0,47
	GEV	LM	2,67	0,62
	Inverse Gamma	ML	2,67	0,75
	Log-Normal 2	ML	2,67	0,75
	Log Pearson	SAM	2,67	0,62
	Pearson	ML	4,89	0,3
	Weibull	ML	4	0,55
	Generalized logistic	LM	2,67	0,62
Qp	Camma	ML	9,29	0,098
	Gamma	MM	4,59	0,47
	GEV	ML	8,82	0,066
	GEV	LM	3,65	0,46
	Inverse Gamma	ML	7,41	0,19
	Log-Normal 2	ML	3,65	0,6
	Log Pearson	SAM	5,06	0,28
	Pearson	ML	6,47	0,17
	Weibull	ML	6,94	0,23
	Generalized logistic	LM	4,59	0,33

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 6. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station de Lakhdaria

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Gumbel	MM	7,98	0,16
	Inverse Gamma	ML	5,24	0,39
V	GEV	ML	9,15	0,058
	Inverse Gamma	ML	7,98	0,16
	Log-Normal 2	ML	7,98	0,16
	Log Pearson	SAM	9,15	0,058
Qp	Exponentiel	ML	10,44	0,064
	Camma	ML	9,62	0,087
	GEV	ML	7,97	0,093
	GEV	LM	6,33	0,18
	Gumbel	ML	3,46	0,63
	Gumbel	LM	9,21	0,1

	Inverse Gamma	ML	10,85	0,055
	Log-Normal 2	ML	5,1	0,4
	Log-Normal 3	MM	7,56	0,11
	Log Pearson	SAM	6,33	0,18
	Weibull	ML	9,21	0,1
	Generalized logistic	LM	4,69	0,32

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 7. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station de S.A. Ben Y

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Camma	ML	7,06	0,32
	GEV	LM	7,06	0,22
	Gumbel	ML	7,06	0,32
	Gumbel	LM	7,06	0,32
	Log-Normal 2	ML	11,29	0,08
	Log Pearson	DMM	10,59	0,06
	Log Pearson	SAM	7,06	0,22
	Pearson	ML	7,06	0,22
	Weibull	ML	7,06	0,32
	Weibull	MM	7,06	0,32
V	Exponentiel	ML	6	0,42
	Camma	ML	4,59	0,6
	Gamma	MM	11,65	0,07
	GEV	ML	2,47	0,78
	GEV	LM	2,12	0,83
	Log-Normal 2	ML	3,53	0,74
	Log Pearson	SAM	7,41	0,19
	Weibull	ML	4,59	0,6
	Weibull	MM	11,65	0,07
	Generalized logistic	LM	5,29	0,38
Qp	Exponentiel	ML	10,59	0,1
	Camma	ML	10,59	0,1
	Gamma	MM	7,07	0,32
	GEV	ML	2,82	0,73
	GEV	LM	7,06	0,22
	Log-Normal 2	ML	2,82	0,83
	Log Pearson	SAM	6,35	0,27
	Weibull	ML	8,12	0,23
	Generalized logistic	LM	8,82	0,12

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Tableau 8. Test d'adéquation pour les variables de crue de la station de Taria

	Distribution	Méthode d'estimation	Valeur statistique	p-valeur
D	Exponentiel	ML	7,79	0,17
	Camma	ML	5,16	0,4
	Gamma	MM	5,16	0,4
	GEV	ML	5,16	0,27
	GEV	MM	5,16	0,27
	GEV	LM	5,16	0,27
	Gumbel	ML	5,16	0,4
	Gumbel	MM	5,16	0,4
	Gumbel	LM	5,16	0,4
	Inverse gamma	ML	5,16	0,4
	Log-Normal 2	ML	5,16	0,4
	Log-Normal 3	MM	5,16	0,27
	Log Pearson	DMM	5,16	0,27
	Log Pearson	SAM	5,16	0,27
	Pearson	ML	6,46	0,17
	Pearson	MM	1,27	0,87
	Weibull	ML	6,89	0,23
	Weibull	MM	6,46	0,26
	Generalized logistic	LM	5,16	0,27
V	Exponentiel	ML	4,73	0,45
	Camma	ML	10,35	0,066
	Gamma	MM	6,03	0,3
	GEV	ML	7,76	0,1
	GEV	LM	9,49	0,05
	Inverse gamma	ML	6,03	0,3
	Log-Normal 2	ML	7,76	0,17
	Log Pearson	DMM	6,03	0,2
	Log Pearson	SAM	7,76	0,1
	Pearson	MM	8,62	0,071
	Weibull	ML	6,98	0,23
	Weibull	MM	6,03	0,3
	Qp	Exponentiel	ML	4,59
Camma		ML	3,65	0,6
Gamma		MM	3,65	0,6
GEV		ML	1,29	0,86
GEV		LM	4,59	0,33
Gumbel		ML	5,53	0,35
Inverse gamma		ML	2,24	0,82
Log-Normal 2		ML	2,71	0,75
Log Pearson		SAM	2,71	0,61

	Weibull	ML	3,65	0,6
	Weibull	MM	3,65	0,6
	Generalized logistic	LM	4,59	0,33

ML: Maximum de vraisemblance; MM: Méthode des moments; LM: L-Moments; DMM: Méthode directe des moments; SAM: Méthode moyenne diverse (Sundry Average Method)

Annexe D

Tableau 1. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station d'Ammi Moussa

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	GEV (u. α . k)	L-moments	237,79	243,27
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	237,03	240,68
	Gamma (α . λ)	Méthode des moments	237,19	240,85
	Gumbel (u. α)	L-moments	239,63	243,28
	Gumbel (u. α)	Maximum de vraisemblance	239,08	242,74
	Gumbel (u. α)	Méthode des moments	241,5	245,15
	Inverse gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	244,75	248,41
	Log Pearson (α . β . λ)	Direct Méthode des moments	236,31	241,79
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	239,96	243,61
	Normal (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	236,61	240,27
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	235,28	238,94
	Weibull (α . k)	Méthode des moments	235,33	238,98
	V	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	381,82
GEV (u. α . k)		L-moments	384,34	389,89
GEV (u. α . k)		Maximum de vraisemblance	383,43	388,98
GEV (u. α . k)		Méthode des moments	390,21	395,76
Gamma (α . λ)		Maximum de vraisemblance	380,71	384,41
Gamma (α . λ)		Méthode des moments	381,16	384,86
Generalized logistic (u. α . k)		L-moments	386,18	391,73
Gumbel (u. α)		L-moments	389,71	393,41
Gumbel (u. α)		Maximum de vraisemblance	387,95	391,65
Gumbel (u. α)		Méthode des moments	390,48	394,18
Inverse gamma (α . λ)		Maximum de vraisemblance	388,63	392,33
Log Pearson (α . β . λ)		Direct Méthode des moments	382,79	388,34
Log Pearson (α . β . λ)		Méthode moyenne diverse	381,57	387,12
Log-Normal type 2 (μ . σ)		Maximum de vraisemblance	380,37	384,07
Log-Normal type 3 (m. μ . σ)		Méthode des moments	389,5	395,05
Pearson (α . β . γ)		Méthode des moments	386,47	392,02
Weibull (α . k)		Maximum de vraisemblance	382,16	385,86
Weibull (α . k)		Méthode des moments	382,55	386,26
Qp	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	538,96	542,66
	GEV (u. α . k)	L-moments	543,09	548,64
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	542,51	548,06
	GEV (u. α . k)	Méthode des moments	543,69	549,24
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	538,11	541,81
	Gamma (α . λ)	Méthode des moments	538,15	541,85
	Generalized logistic (u. α . k)	L-moments	545,25	550,8
	Gumbel (u. α)	L-moments	542,52	546,23
	Gumbel (u. α)	Maximum de vraisemblance	541,93	545,63

	Gumbel (u, α)	Méthode des moments	542,62	546,32
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	548,31	552,01
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	539,86	545,41
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	540,14	545,69
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	540,15	543,85
	Log-Normal type 3 (m, μ, σ)	Méthode des moments	543,02	548,57
	Normal (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	555,11	558,81
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	538,53	544,08
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	540,44	545,99
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	539,1	542,8
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	539,27	542,98

Tableau 2. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station d'Azzefoun

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	106,97	109,33
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	110,74	113,09
	Normal (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	100,82	103,18
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	98,88	101,24
V	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	84,95	87,04
	GEV (u, α, k)	L-moments	89,79	92,92
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	88,02	91,16
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	89,94	92,03
	Gumbel (u, α)	L-moments	93,56	95,65
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	92,43	94,52
	Gumbel (u, α)	Méthode des moments	93,85	95,94
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	86,15	88,24
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	88,31	91,44
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	87,39	89,48
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	91,63	93,71
	Qp	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	176,1
GEV (u, α, k)		L-moments	181,35	184,48
GEV (u, α, k)		Maximum de vraisemblance	174,33	177,46
Gamma (α, λ)		Maximum de vraisemblance	179,54	181,63
Generalized logistic (u, α, k)		L-moments	182,76	185,9
Inverse gamma (α, λ)		Maximum de vraisemblance	174,09	176,18
Log Pearson (α, β, λ)		Méthode moyenne diverse	176,62	179,76
Log-Normal type 2 (μ, σ)		Maximum de vraisemblance	172,95	175,04

Tableau 3. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station d'El Affroun

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	GEV (u. α . k)	L-moments	138,95	142,48
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	138,94	142,48
	GEV (u. α . k)	Méthode des moments	138,99	142,53
	Generalized logistic (u. α . k)	L-moments	139,33	142,86
	Log Pearson (α . β . λ)	Direct Méthode des moments	139,01	142,54
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	139,02	142,56
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	142,92	145,28
	Normal (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	137,74	140,09
	Pearson (α . β . γ)	Méthode des moments	Inf,	Inf,
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	137,28	139,64
	Weibull (α . k)	Méthode des moments	137,2	139,55
V	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	164,92	167,1
	GEV (u. α . k)	L-moments	174,96	178,24
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	168,78	172,05
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	167,75	169,93
	Gamma (α . λ)	Méthode des moments	167,9	170,08
	Generalized logistic (u. α . k)	L-moments	176,43	179,7
	Gumbel (u. α)	Maximum de vraisemblance	177,92	180,1
	Inverse gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	166,95	169,14
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	168,31	171,58
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	166,21	168,39
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	167,76	169,94
QP	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	247,38	249,66
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	253,14	256,54
	GEV (u. α . k)	Méthode des moments	259,32	262,73
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	247,2	249,48
	Gamma (α . λ)	Méthode des moments	247,23	249,5
	Generalized logistic (u. α . k)	L-moments	257,5	260,91
	Log Pearson (α . β . λ)	Direct Méthode des moments	248,81	252,21
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	249,58	252,98
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	248,59	250,86
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	247,2	249,47

Tableau 4. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station de Baraki

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	GEV (u. α . k)	L-moments	150,23	154,23
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	149,87	153,86
	GEV (u. α . k)	Méthode des moments	149,99	153,99

	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	148,89	151,55
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	148,89	151,56
	Generalized logistic (u. α, k)	L-moments	151,31	155,31
	Gumbel (u. α)	L-moments	152,48	155,15
	Gumbel (u. α)	Maximum de vraisemblance	151,41	154,08
	Gumbel (u. α)	Méthode des moments	154,06	156,72
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	150	154
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	150,08	154,07
	Log-Normal type 3 (m. μ, σ)	Méthode des moments	150,33	154,33
	Normal (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	148,6	151,26
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	150,31	154,3
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	150,33	154,32
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	148,59	151,26
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	148,36	151,02
V	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	264,92	267,58
	GEV (u. α, k)	L-moments	268,28	272,27
	GEV (u. α, k)	Maximum de vraisemblance	266,81	270,8
	GEV (u. α, k)	Méthode des moments	273,6	277,6
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	264,1	266,76
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	264,57	267,24
	Generalized logistic (u. α, k)	L-moments	269,44	273,44
	Gumbel (u. α)	L-moments	273,01	275,67
	Gumbel (u. α)	Maximum de vraisemblance	271,5	274,17
	Gumbel (u. α)	Méthode des moments	273,78	276,45
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	266,53	269,19
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	266,4	270,4
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	264,92	268,91
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	263,04	265,7
	Log-Normal type 3 (m. μ, σ)	Méthode des moments	273,01	277,01
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	270,74	274,73
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	264,63	267,3
Weibull (α, k)	Méthode des moments	262,03	264,69	
Qp	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	350,48	353,15
	GEV (u. α, k)	L-moments	358,24	362,23
	GEV (u. α, k)	Maximum de vraisemblance	352,78	356,78
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	354,3	356,96
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	355,82	358,48
	Generalized logistic (u. α, k)	L-moments	359,37	363,37
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	350,71	353,38
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	358,17	362,17
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	352,09	356,09

	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	354,16	356,83
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	350,25	352,92

Tableau 5. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station de Khemakhem

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	157,48	160
	GEV (u, α, k)	L-moments	155,5	159,27
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	155,24	159,01
	GEV (u, α, k)	Méthode des moments	155,36	159,13
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	152,7	155,22
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	152,84	155,35
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	157,58	161,36
	Gumbel (u, α)	L-moments	153,74	156,26
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	153,79	156,31
	Gumbel (u, α)	Méthode des moments	154,01	156,53
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	158,27	160,79
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	152,77	156,54
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	154,48	158,25
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	154,68	157,2
	Log-Normal type 3 (m, μ, σ)	Méthode des moments	155,83	159,6
	Normal (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	154,5	157,01
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	154,68	158,45
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	155,76	159,54
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	151,95	154,47
Weibull (α, k)	Méthode des moments	152,01	154,53	
V	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	174,54	177,05
	GEV (u, α, k)	L-moments	175,53	179,3
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	175,45	179,22
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	174,48	177
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	175,01	177,52
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	175,66	179,44
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	180,05	182,57
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	175,14	178,91
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	175,27	179,05
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	175,23	177,75
	Log-Normal type 3 (m, μ, σ)	Méthode des moments	178,21	181,99
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	Inf,	Inf,
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	Inf,	Inf,
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	173,56	176,07
Weibull (α, k)	Méthode des moments	173,32	175,84	
Qp	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	250,35	252,87

	GEV (u. α . k)	L-moments	252,82	256,6
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	252,47	256,25
	GEV (u. α . k)	Méthode des moments	253,21	256,98
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	248,08	250,59
	Gamma (α . λ)	Méthode des moments	248,24	250,76
	Generalized logistic (u. α . k)	L-moments	254,01	257,78
	Gumbel (u. α)	L-moments	251,42	253,93
	Gumbel (u. α)	Maximum de vraisemblance	251,07	253,59
	Gumbel (u. α)	Méthode des moments	251,31	253,83
	Log Pearson (α . β . λ)	Direct Méthode des moments	249,69	253,46
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	249,97	253,75
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	252,17	254,69
	Log-Normal type 3 (m. μ . σ)	Méthode des moments	253	256,78
	Normal (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	257,4	259,91
	Pearson (α . β . γ)	Maximum de vraisemblance	249,96	253,74
	Pearson (α . β . γ)	Méthode des moments	252,01	255,78
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	247,77	250,29
	Weibull (α . k)	Méthode des moments	247,77	250,29

Tableau 6. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station d'Ain El Assel

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	GEV (u. α . k)	L-moments	233,86	239,6
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	233,72	239,45
	GEV (u. α . k)	Méthode des moments	233,79	239,52
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	231,72	235,54
	Gamma (α . λ)	Méthode des moments	231,72	235,54
	Generalized logistic (u. α . k)	L-moments	237,45	243,19
	Gumbel (u. α)	L-moments	233,66	237,49
	Inverse gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	233,83	237,66
	Log Pearson (α . β . λ)	Direct Méthode des moments	233,43	239,16
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	233,72	239,45
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	232,39	236,21
	Log-Normal type 3 (m. μ . σ)	Méthode des moments	234,32	240,06
	Normal (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	233,37	237,19
	Pearson (α . β . γ)	Maximum de vraisemblance	233,61	239,34
	Pearson (α . β . γ)	Méthode des moments	234,24	239,97
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	233,62	237,45
	Weibull (α . k)	Méthode des moments	233,67	237,49
V	GEV (u. α . k)	L-moments	481	486,8
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	480,98	486,78
	GEV (u. α . k)	Méthode des moments	481,02	486,81

	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	481,05	484,91
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	481,4	485,27
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	480,72	486,52
	Gumbel (u, α)	L-moments	479,91	483,78
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	479,02	482,88
	Gumbel (u, α)	Méthode des moments	479,06	482,93
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	486,4	492,19
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	Inf,	Inf,
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	491,84	495,7
	Log-Normal type 3 (m, μ, σ)	Méthode des moments	481,26	487,06
	Normal (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	489,73	493,59
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	481,34	487,13
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	Inf,	Inf,
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	479,9	483,77
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	479	482,87
QP	GEV (u, α, k)	L-moments	615,64	621,44
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	615,6	621,39
	GEV (u, α, k)	Méthode des moments	615,63	621,42
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	620,45	624,32
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	623,26	627,13
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	616,22	622,02
	Gumbel (u, α)	L-moments	615,88	619,75
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	615,35	619,21
	Gumbel (u, α)	Méthode des moments	616,7	620,57
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	620,12	625,92
	Log-Normal type 3 (m, μ, σ)	Méthode des moments	615,74	621,54
	Normal (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	616,34	620,2
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	615,72	621,52
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	615,73	621,53
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	615,32	619,18
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	615,27	619,13

Tableau 7. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station Ghazaouet

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	GEV (u, α, k)	L-moments	224,05	229,26
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	223,95	229,17
	GEV (u, α, k)	Méthode des moments	224,01	229,23
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	222,39	225,87
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	222,53	226
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	223,84	229,05
	Gumbel (u, α)	L-moments	222,01	225,49

	Gumbel (u. α)	Maximum de vraisemblance	221,99	225,47
	Gumbel (u. α)	Méthode des moments	221,99	225,46
	Inverse gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	226,96	230,44
	Log Pearson (α . β . λ)	Direct Méthode des moments	224,28	229,49
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	224,3	229,52
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	222,96	226,44
	Log-Normal type 3 (m. μ . σ)	Méthode des moments	224,12	229,34
	Normal (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	230,3	233,78
	Pearson (α . β . γ)	Maximum de vraisemblance	224,33	229,55
	Pearson (α . β . γ)	Méthode des moments	225,45	230,67
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	225,93	229,41
	Weibull (α . k)	Méthode des moments	225,93	229,41
V	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	102,89	106,36
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	107,23	112,44
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	102,18	105,66
	Gamma (α . λ)	Méthode des moments	102,39	105,86
	Inverse gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	110,18	113,65
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	102,69	107,9
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	101,78	105,26
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	101	104,48
Qp	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	266,14	269,61
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	270,65	275,86
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	264,04	267,51
	Gamma (α . λ)	Méthode des moments	264,04	267,51
	Inverse gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	277,63	281,11
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	265,35	270,57
	Log-Normal type 2 (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	264,4	267,87
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	263,69	267,17

Tableau 8. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station Timgad

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	Normal (μ . σ)	Maximum de vraisemblance	136,41	139,21
	Weibull (α . k)	Maximum de vraisemblance	130,88	133,68
	Weibull (α . k)	Méthode des moments	130,82	133,62
V	Exponentiel (u. α)	Maximum de vraisemblance	113,87	117,03
	GEV (u. α . k)	L-moments	115,48	120,23
	GEV (u. α . k)	Maximum de vraisemblance	110,93	115,68
	Gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	114,23	117,39
	Generalized logistic (u. α . k)	L-moments	116,35	121,1
	Inverse gamma (α . λ)	Maximum de vraisemblance	111,09	114,26
	Log Pearson (α . β . λ)	Méthode moyenne diverse	109,46	114,21

	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	107,53	110,7
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	Inf,	Inf,
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	113,17	116,34
Qp	GEV (u, α, k)	L-moments	262,35	266,93
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	258,25	262,83
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	259,11	262,16
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	261,58	264,63
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	263,46	268,04
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	258,51	261,57
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	256,56	261,14
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	254,52	257,58
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	Inf,	Inf,
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	258,66	261,72

Tableau 9. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station Lakhdaria

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	Gumbel (u, α)	Méthode des moments	220,35	223,78
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	222,93	226,36
V	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	424,24	429,38
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	424,02	427,45
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	424,26	429,4
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	422,94	426,37
Qp	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	511,28	514,61
	GEV (u, α, k)	L-moments	507,94	512,93
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	508,5	513,49
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	514,66	517,98
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	508,64	513,63
	Gumbel (u, α)	L-moments	521,38	524,71
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	518,57	521,9
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	507,59	510,92
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	508,77	513,76
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	507,47	510,8
	Log-Normal type 3 (m, μ, σ)	Méthode des moments	514,89	519,88
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	518,77	522,1

Tableau 10. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station de S. A. Ben Y

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	GEV (u, α, k)	L-moments	263,49	269,29
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	260,7	264,56
	Gumbel (u, α)	L-moments	261,89	265,75
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	261,92	265,78

	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	260	265,8
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	261,47	267,27
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	264,74	268,6
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	262,57	268,37
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	259,72	263,59
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	259,67	263,53
V	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	267,81	271,67
	GEV (u, α, k)	L-moments	273,95	279,75
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	271,29	277,08
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	267,8	271,67
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	268,27	272,13
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	276,08	281,87
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	268,4	274,19
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	269,3	273,17
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	267,59	271,46
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	268,08	271,95
Qp	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	478,7	482,56
	GEV (u, α, k)	L-moments	484,02	489,81
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	480,07	485,87
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	478,78	482,65
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	480,4	484,26
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	485,92	491,71
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	477,68	483,48
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	478,62	482,48
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	476,74	480,61

Tableau 11. Valeurs AIC et BIC pour les distributions considérées des variables de crue de la station de Taria

	Distribution (paramètres)	Méthode d'estimation	AIC	BIC
D	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	203,4	206,62
	GEV (u, α, k)	L-moments	203,55	208,38
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	203,23	208,07
	GEV (u, α, k)	Méthode des moments	203,92	208,76
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	201,02	204,24
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	201,13	204,35
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	205,69	210,52
	Gumbel (u, α)	L-moments	201,65	204,87
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	201,47	204,69
	Gumbel (u, α)	Méthode des moments	200,56	203,79
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	201,73	204,95
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	202,87	207,71
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	202,52	207,35

	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	201,48	204,7
	Log-Normal type 3 (m, μ, σ)	Méthode des moments	203,89	208,73
	Pearson (α, β, γ)	Maximum de vraisemblance	201,23	206,07
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	203,16	207,99
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	203,77	206,99
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	203,8	207,02
V	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	194,03	197,26
	GEV (u, α, k)	L-moments	197,53	202,36
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	195,4	200,24
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	195,19	198,41
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	196,54	199,76
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	197,87	201,09
	Log Pearson (α, β, λ)	Direct Méthode des moments	198,06	202,89
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	194,24	199,08
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	192,3	195,52
	Pearson (α, β, γ)	Méthode des moments	203,88	208,72
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	195,94	199,16
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	196,57	199,79
Qp	Exponentiel (u, α)	Maximum de vraisemblance	307,37	310,42
	GEV (u, α, k)	L-moments	319,66	324,24
	GEV (u, α, k)	Maximum de vraisemblance	315,37	319,95
	Gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	313,55	316,6
	Gamma (α, λ)	Méthode des moments	313,86	316,92
	Generalized logistic (u, α, k)	L-moments	321,78	326,36
	Gumbel (u, α)	Maximum de vraisemblance	324,02	327,07
	Inverse gamma (α, λ)	Maximum de vraisemblance	313,34	316,39
	Log Pearson (α, β, λ)	Méthode moyenne diverse	313,46	318,03
	Log-Normal type 2 (μ, σ)	Maximum de vraisemblance	311,39	314,44
	Weibull (α, k)	Maximum de vraisemblance	314,12	317,17
	Weibull (α, k)	Méthode des moments	314,29	317,35

Annexe E

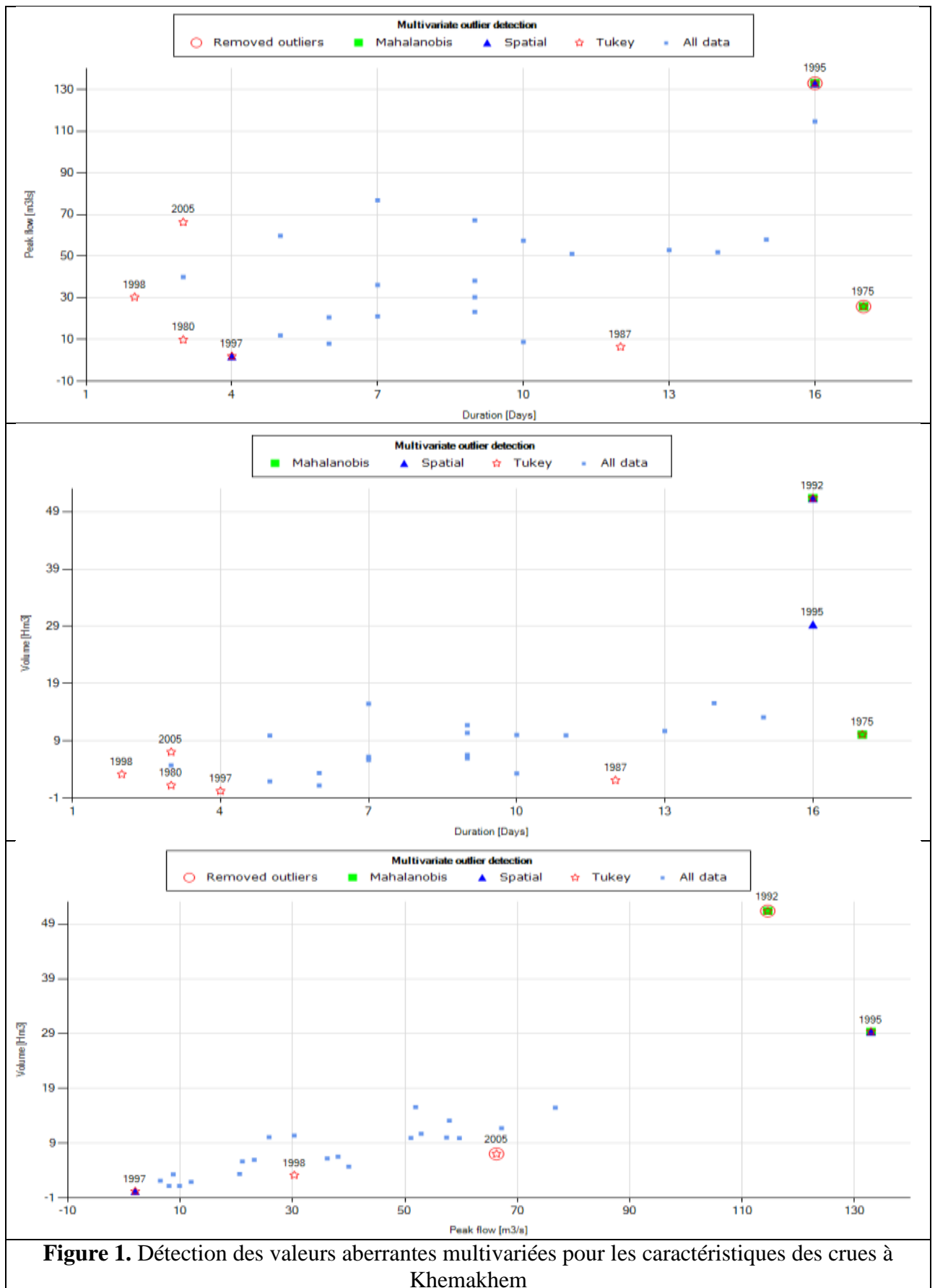


Figure 1. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Khemakhem

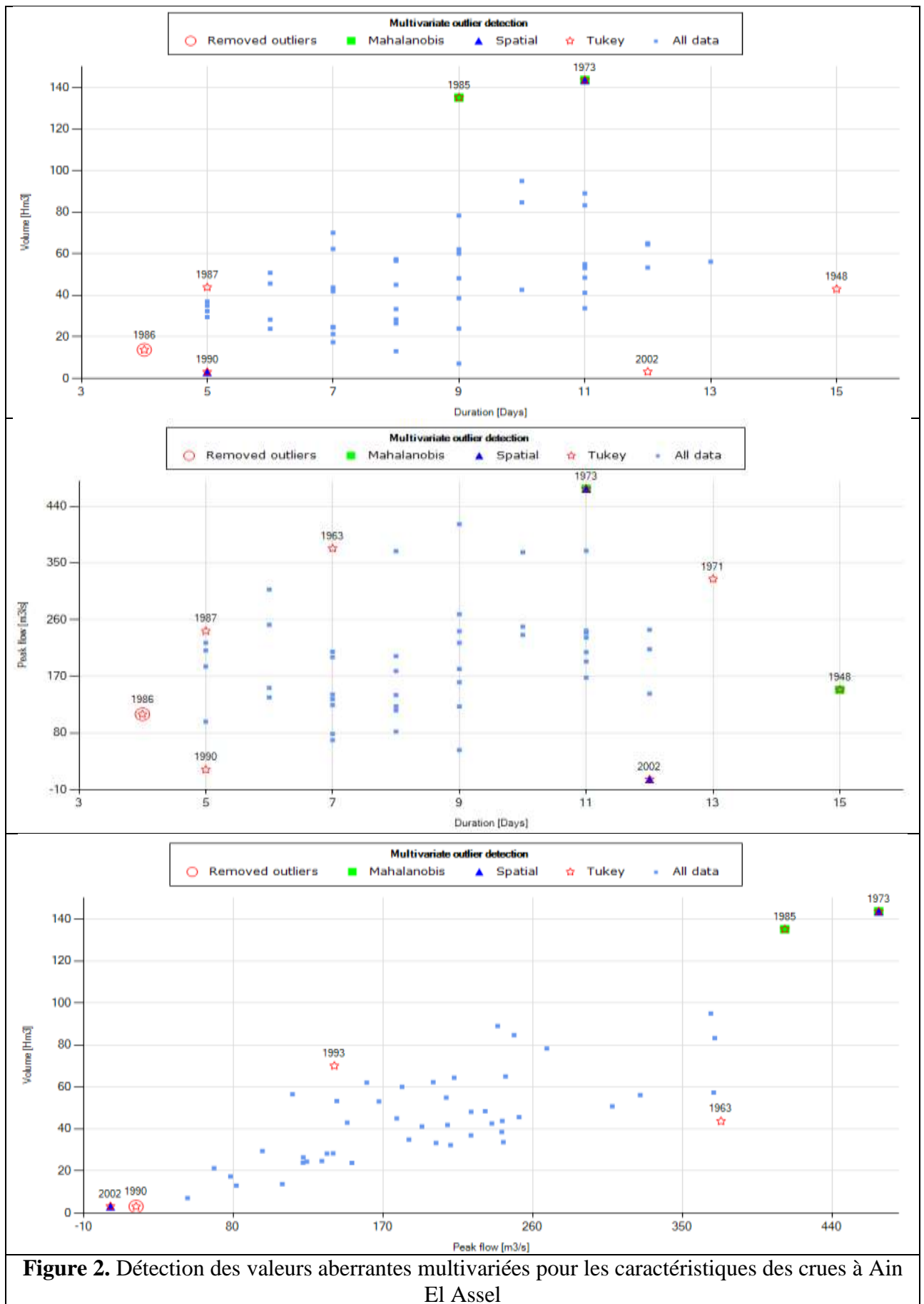


Figure 2. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Ain El Assel

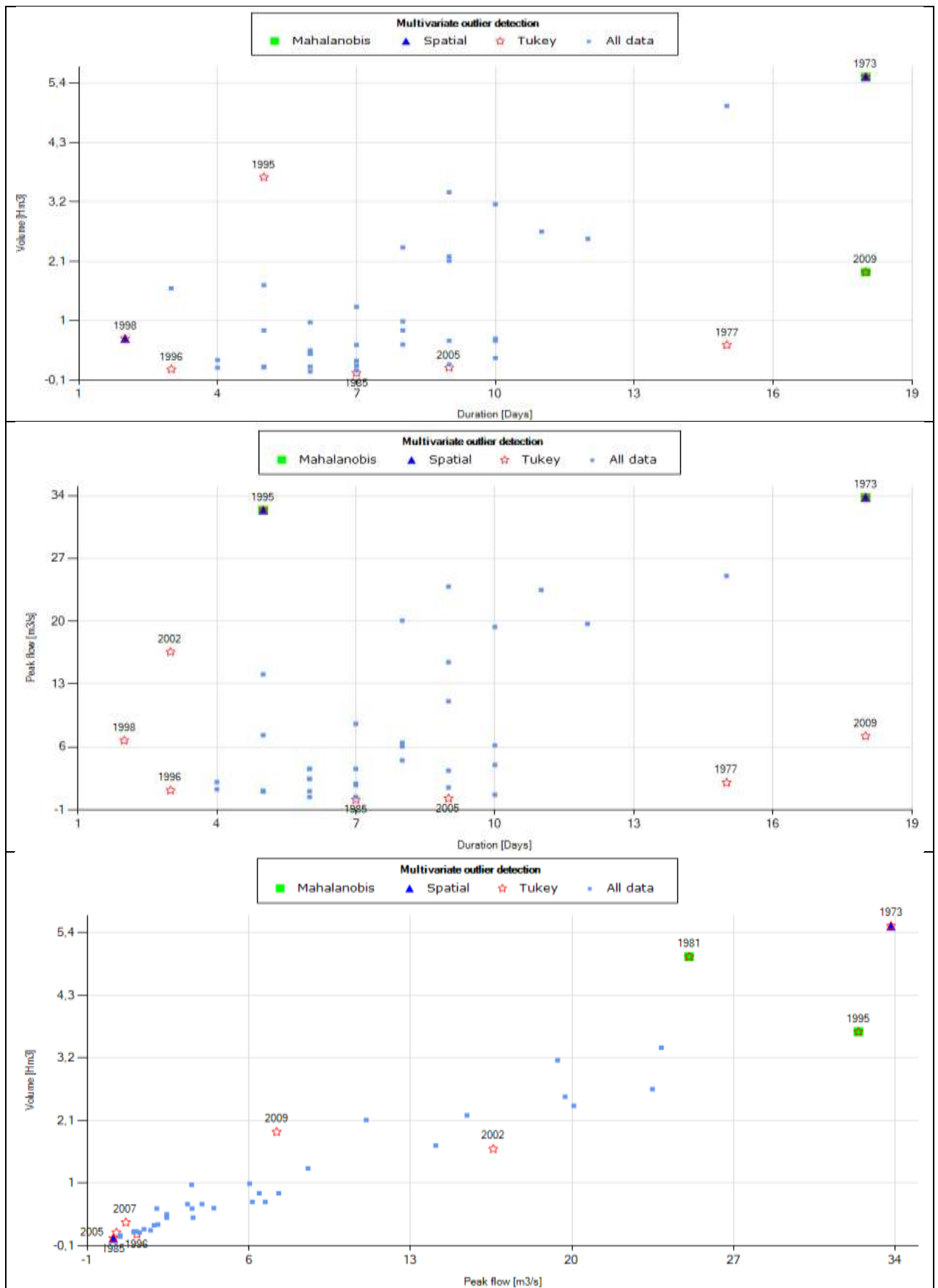


Figure 3. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Ghazaouet

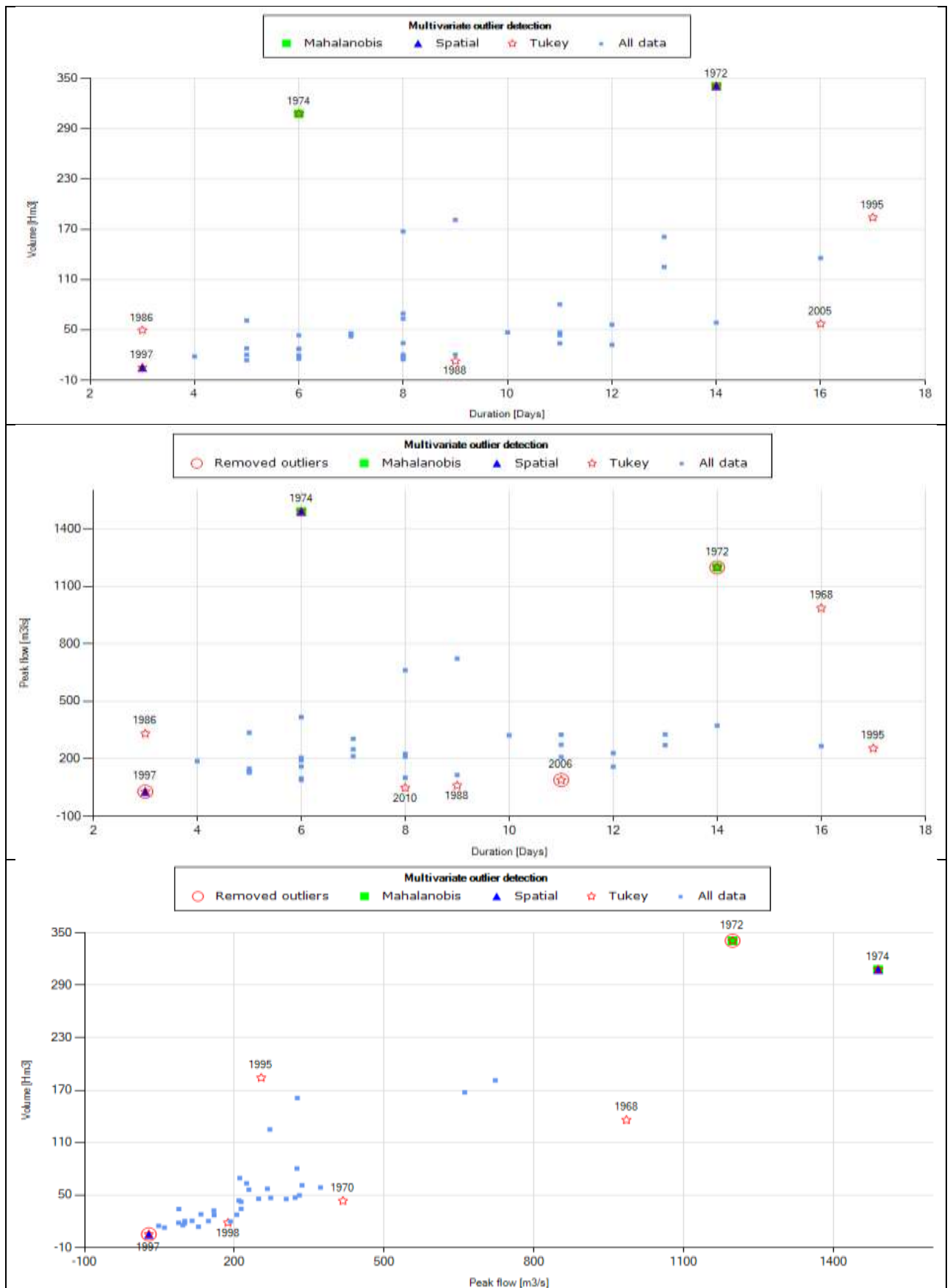


Figure 4. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Lakhdaria

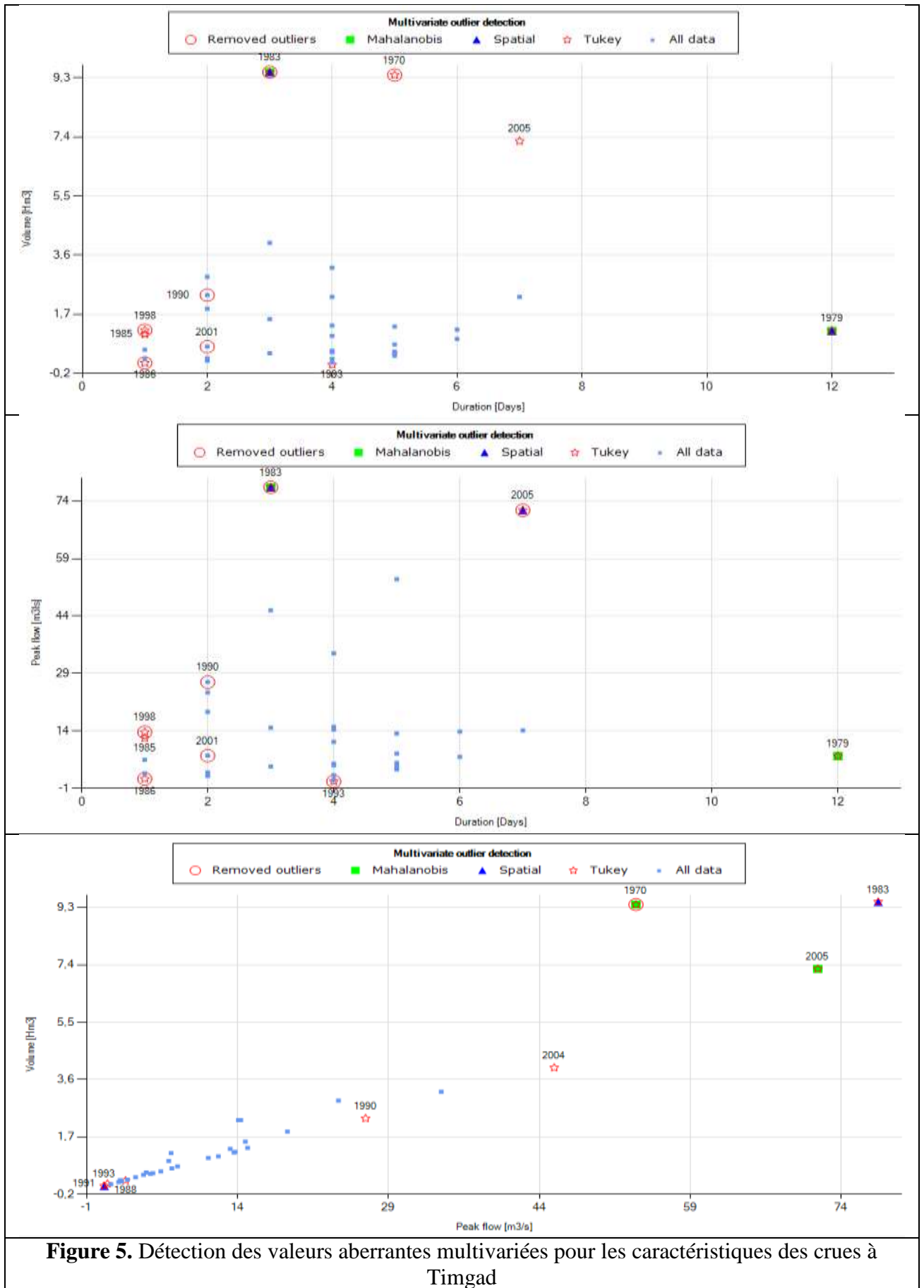


Figure 5. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Timgad

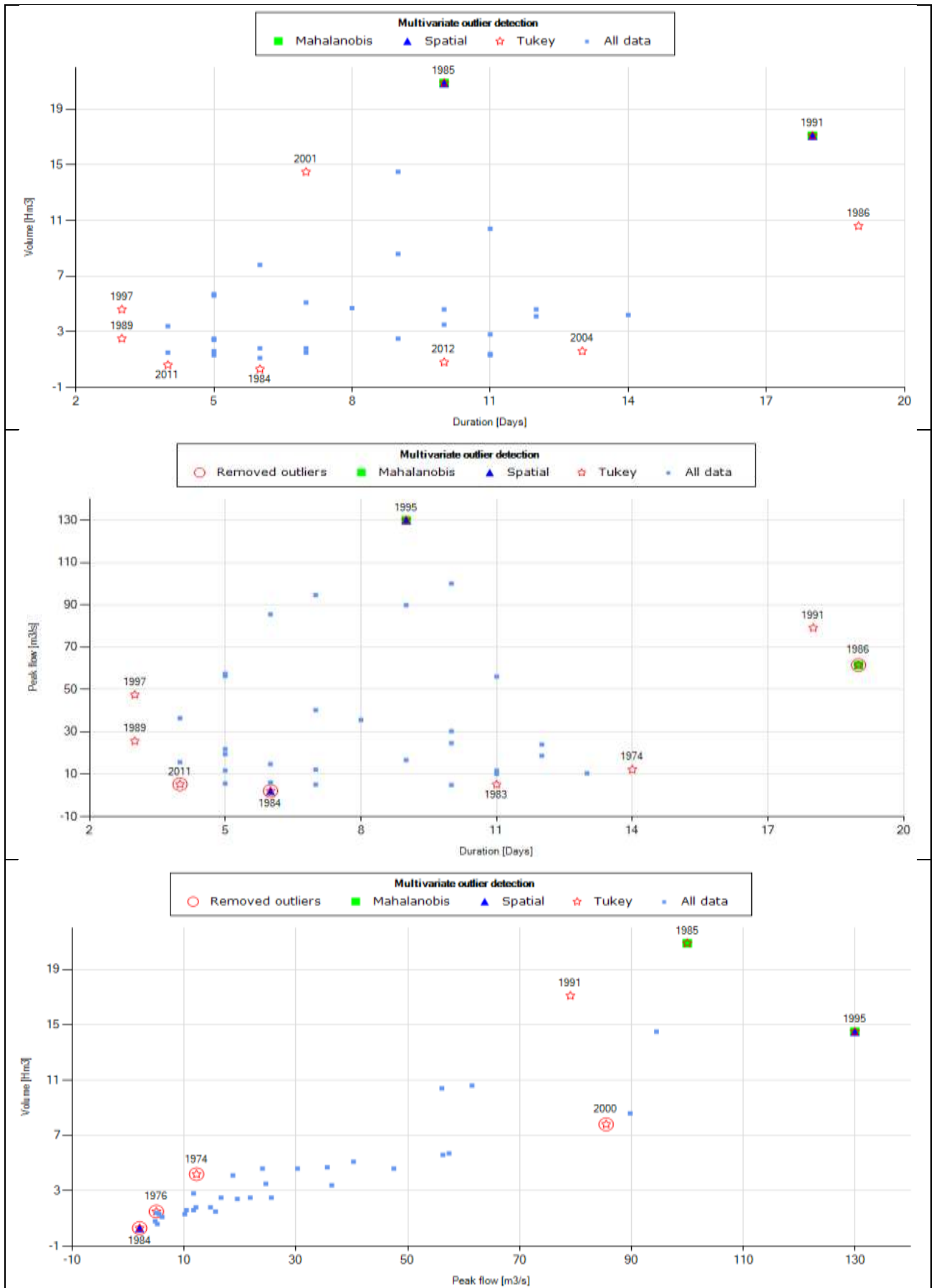


Figure 6. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Taria

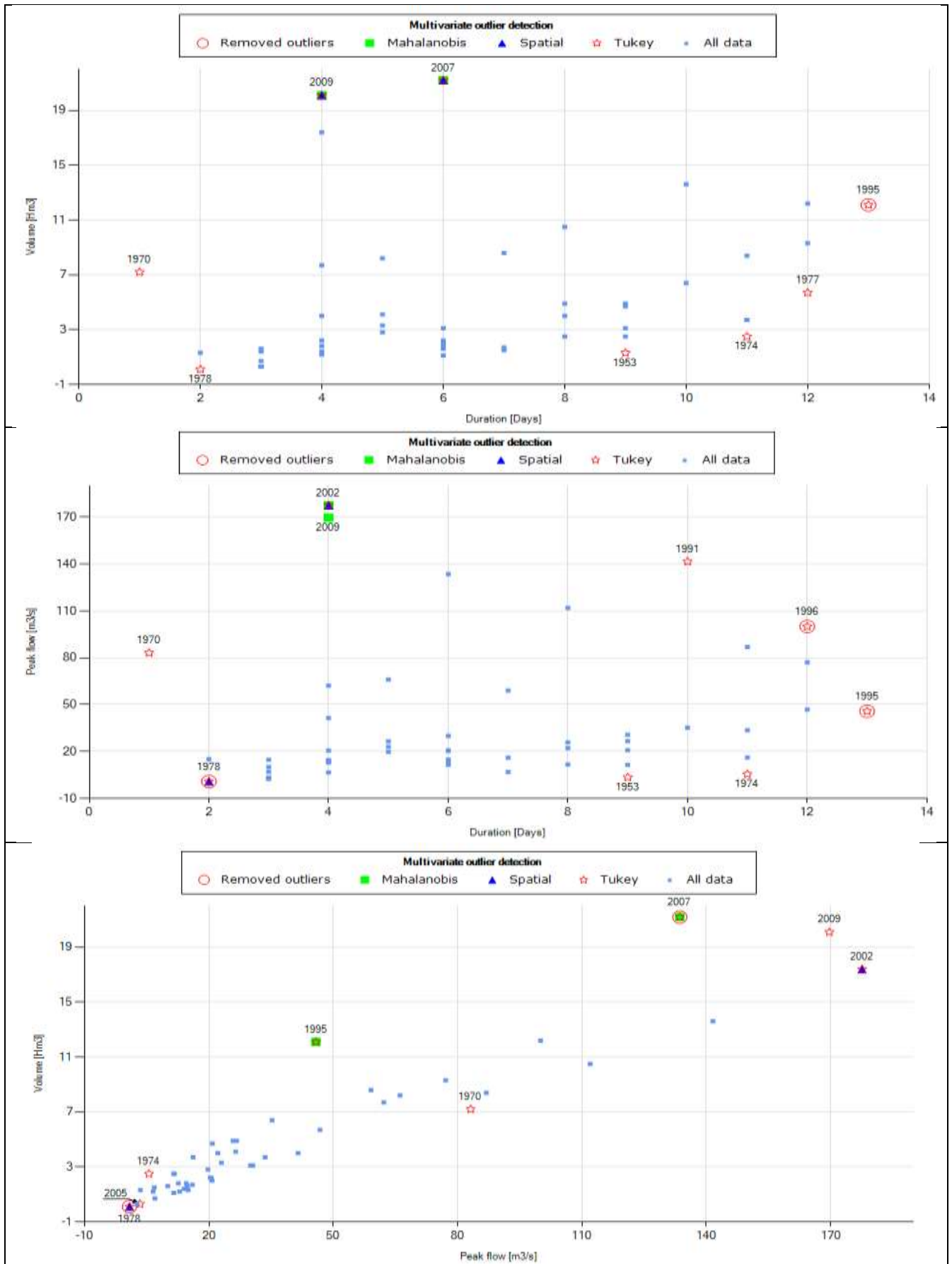


Figure 7. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à S.A. Ben Y

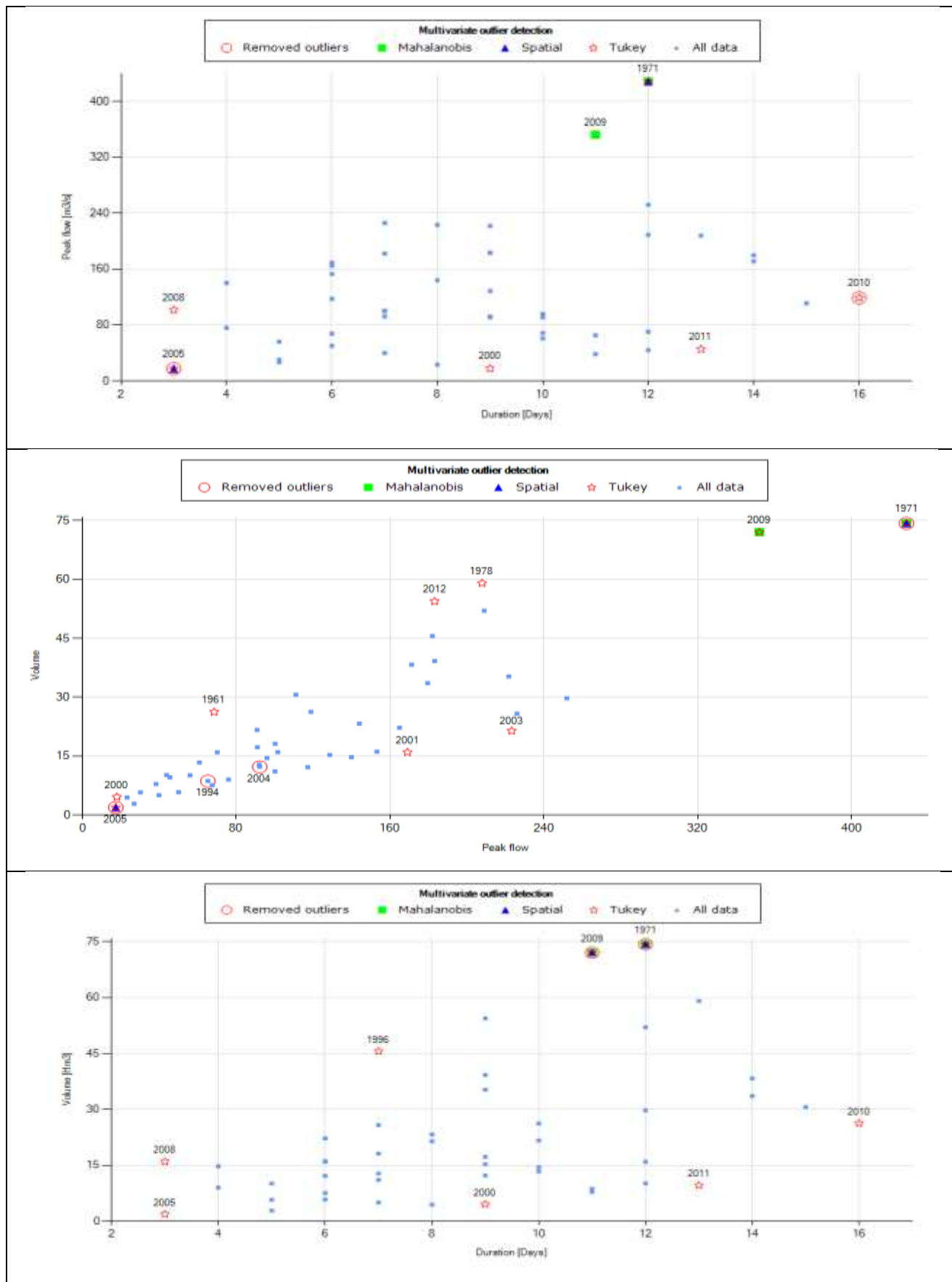


Figure 8. Détection des valeurs aberrantes multivariées pour les caractéristiques des crues à Ammi Moussa

Annexe F

Tableau 1. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station d'Ammi Moussa

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0355	0,0854		
	Clayton	0,8460	0,00050	0,1693	-8,5584	-6,7517
	Frank	3,0907	0,0015	0,0634	-8,1156	-6,3089
	Gumbel	1,4362	0,00050	0,3352	-7,4058	-5,5991
	Joe	1,5621	0,0015	0,5939	-5,0169	-3,2102
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	0,4769	0,0015	0,0275	0,3696	2,1763
	Clayton	0,2383	0,00050	0,0734	1,0368	2,8435
	Frank	1,2438	0,00050	0,0145	0,1644	1,9711
	Gumbel	1,1527	0,00050	0,0904	0,4370	2,2437
	Joe	1,2246	0,0015	0,2013	0,6804	2,4870
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,00050	0,0085		
	Clayton	3,2796	0,1434	0,8387	-54,7349	-52,9737
	Frank	9,9672	0,4481	0,2203	-51,9630	-50,2018
	Gumbel	2,7279	0,0774	0,1803	-47,2093	-45,4481
	Joe	3,0276	0,0015	0,0035	-34,3387	-32,5775

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 2. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station d'Azzefoun

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	-0,9999	0,00050	0,3332		
	Clayton	0,00010	0,00050	0,0534	2,0004	2,9961
	Frank	-1,3646	0,00050	0,0594	1,2562	2,2519
	Gumbel	1,0001	0,00050	0,0504	2,0008	2,9965
	Joe	1,0001	0,00050	0,0584	2,0004	2,9961
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	-0,5074	0,00050	0,2622	1,7314	2,7759
	Clayton	0,0653	0,0025	0,0554	1,9567	3,0012
	Frank	-0,6649	0,00050	0,0644	1,7977	2,8422
	Gumbel	1,0001	0,00050	0,1234	2,0005	3,0451
	Joe	1,0001	0,0015	0,1314	2,0004	3,0449
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0015	0,0914		
	Clayton	2,6861	0,0035	0,2373	-18,2645	-17,2687
	Frank	11,2778	0,0345	0,2223	-24,8603	-23,8646
	Gumbel	4,0929	0,3372	0,0974	-33,5890	-32,5933
	Joe	6,5259	0,7048	0,1713	-36,4691	-35,4734

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 3. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station d'El Affroun

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,2722	0,0135		
	Clayton	1,1528	0,0974	0,0055	-4,7653	-3,6742
	Frank	2,0217	0,0015	0,0115	0,2304	1,3214
	Gumbel	1,2245	0,0005	0,1184	0,9724	2,0634
	Joe	1,1037	0,0005	0,3831	1,9063	2,9973
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	0,7344	0,0225	0,2203	-0,1549	1,0231
	Clayton	0,521	0,0045	0,4491	-0,1982	0,9798
	Frank	1,819	0,0005	0,1893	0,2074	1,3854
	Gumbel	1,2125	0,0005	0,486	0,9425	2,1205
	Joe	1,227	0,0005	0,6998	1,5571	2,7351
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0005	0,0255		
	Clayton	5,1513	0,0814	0,6518	-35,9127	-34,8216
	Frank	17,6537	0,509	0,1264	-41,5908	-40,4997
	Gumbel	4,1314	0,0954	0,3432	-37,5266	-36,4356
	Joe	4,8437	0,0115	0,2353	-30,0475	-28,9564

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 4. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station de Baraki

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,3176	0,0095	0,0834	1,8028	3,135
	Clayton	0,3889	0,0524	0,0285	0,2966	1,6289
	Frank	0,449	0,0005	0,1164	1,8664	3,1987
	Gumbel	1,0592	0,0015	0,3302	1,8626	3,1949
	Joe	1,0167	0,0015	0,6159	1,9956	3,3278
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	-0,9999	0,0055	0,3981		
	Clayton	0,0001	0,3172	0,0455	2,0003	3,3325
	Frank	-1,1754	0,0075	0,0574	1,0804	2,4126
	Gumbel	1,0001	0,2692	0,0415	2,0014	3,3336
	Joe	1,0001	0,2862	0,0574	2,0009	3,3331
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0005	0,0045		
	Clayton	2,6986	0,0025	0,452	-27,1994	-25,8672
	Frank	14,1563	0,7008	0,7048	-46,352	-45,0198
	Gumbel	3,5143	0,2063	0,6918	-41,7937	-40,4615
	Joe	4,4696	0,0395	0,2552	-35,9527	-34,6205

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 5. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station de Khemakhem

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9796	0,0115	0,526	-7,4482	-6,1901
	Clayton	1,1501	0,0025	0,5809	-7,5597	-6,3016
	Frank	5,682	0,0554	0,3192	-12,8821	-11,624
	Gumbel	2,018	0,0914	0,5749	-13,8402	-12,5821
	Joe	2,5278	0,0425	0,9066	-12,9804	-11,7223
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	0,595	0,0115	0,6738	0,4547	1,6328
	Clayton	0,391	0,0035	0,6189	0,9631	2,1412
	Frank	2,0395	0,0085	0,4221	-0,1358	1,0423
	Gumbel	1,3666	0,0295	0,4281	-1,832	-0,654
	Joe	1,6116	0,0345	0,5849	-2,4285	-1,2505
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0015	0,1693		
	Clayton	3,5131	0,1394	0,9965	-30,4936	-29,3156
	Frank	10,6256	0,4171	0,9286	-29,1901	-28,0121
	Gumbel	3,2443	0,3881	0,8307	-31,3715	-30,1935
	Joe	3,9267	0,0285	0,4151	-25,772	-24,594

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 6. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station d'Ain El Assel

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,7923	0,0005	0,0445	-5,7666	-3,8545
	Clayton	0,6481	0,0005	0,0125	-5,0049	-3,0929
	Frank	2,7222	0,0005	0,0045	-7,1393	-5,2273
	Gumbel	1,3208	0,0005	0,0385	-3,6283	-1,7163
	Joe	1,4002	0,0005	0,0894	-1,4692	0,4428
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	0,5571	0,0005	0,0325	-0,6114	1,3006
	Clayton	0,348	0,0005	0,0355	0,1073	2,0193
	Frank	1,5271	0,0005	0,0175	-0,8665	1,0455
	Gumbel	1,1596	0,0005	0,1134	0,3835	2,2956
	Joe	1,1945	0,0005	0,2393	1,0402	2,9522
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0105	0,1883		
	Clayton	2,6242	0,1773	0,1354	-49,4215	-47,5094
	Frank	6,3301	0,0135	0,0245	-33,7505	-31,8385
	Gumbel	2,2141	0,0235	0,0165	-39,1638	-37,2517
	Joe	2,5081	0,0005	0,0065	-29,6609	-27,7489

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 7. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station de Ghazaouet

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,7439	0,0005	0,1593	-3,8931	-2,1555
	Clayton	0,5482	0,0005	0,1194	-2,0196	-0,2819
	Frank	3,1002	0,0005	0,0215	-6,8841	-5,1465
	Gumbel	1,5364	0,0015	0,0624	-10,3263	-8,5886
	Joe	1,8866	0,0035	0,2123	-11,6152	-9,8775
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	0,5472	0,0005	0,0514	-0,7281	1,0095
	Clayton	0,2519	0,0005	0,0624	1,2617	2,9994
	Frank	2,1661	0,0005	0,0115	-2,4002	-0,6625
	Gumbel	1,3787	0,0015	0,0255	-5,4066	-3,6689
	Joe	1,6855	0,0015	0,0714	-7,3604	-5,6228
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0005	0,0005		
	Clayton	5,929	0,0055	0,3791	-80,8754	-79,1377
	Frank	24,3729	0,2952	0,6698	-107,721	-105,9834
	Gumbel	6,5452	0,3921	0,7188	-115,7317	-113,9941
	Joe	9,1286	0,0914	0,7557	-107,1351	-105,3974

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 8. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station de Timgad

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,5633	0,0015	0,0524	0,5468	1,948
	Clayton	0,3567	0,0005	0,0764	0,7959	2,1971
	Frank	1,3958	0,0005	0,0135	0,5645	1,9657
	Gumbel	1,2042	0,0005	0,0544	0,1893	1,5905
	Joe	1,2976	0,0005	0,1533	0,288	1,6892
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	0,5027	0,0025	0,0335	1,1843	2,5516
	Clayton	0,3222	0,0005	0,0534	0,9714	2,3387
	Frank	0,8385	0,0005	0,0504	1,4676	2,8349
	Gumbel	1,0349	0,0005	0,4181	1,9559	3,3232
	Joe	1,0001	0,0005	0,6179	2,0001	3,3674
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0005	0,0005		
	Clayton	13,1423	0,0904	0,9356	-112,345	-110,7897
	Frank	29,9979	0,0724	0,9296	-117,3965	-115,8411
	Gumbel	10,6745	0,2902	0,3591	-128,5765	-127,0211
	Joe	14,0221	0,0574	0,2792	-113,6322	-112,0769

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 9. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station de Lakhdaria

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0085	0,0844		
	Clayton	1,0174	0,0025	0,0584	-9,5832	-7,8696
	Frank	3,9745	0,0025	0,0674	-11,4518	-9,7383
	Gumbel	1,6147	0,0005	0,2792	-11,9656	-10,252
	Joe	1,837	0,0005	0,8347	-9,9076	-8,1941
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	0,5339	0,0015	0,1404	-0,0589	1,5787
	Clayton	0,2522	0,0005	0,2213	1,3304	2,968
	Frank	1,67	0,0005	0,0564	-0,5721	1,0655
	Gumbel	1,2149	0,0005	0,2123	-0,28	1,3576
	Joe	1,3363	0,0015	0,3232	-0,261	1,3766
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0005	0,0125		
	Clayton	2,7813	0,0624	0,5749	-40,9258	-39,2622
	Frank	10,4446	0,8497	0,1494	-47,6082	-45,9446
	Gumbel	2,9065	0,2343	0,1154	-45,8779	-44,2144
	Joe	3,4323	0,0075	0,0315	-36,6303	-34,9667

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 10. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station de S. A. Ben Y

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0055	0,2353		
	Clayton	1,1584	0,0015	0,0824	-16,0196	-14,1075
	Frank	3,6707	0,0005	0,0225	-12,1765	-10,2645
	Gumbel	1,4815	0,0005	0,1643	-8,741	-6,829
	Joe	1,534	0,0005	0,2253	-4,1467	-2,2347
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	0,7979	0,0135	0,0455	-2,7139	-1,0101
	Clayton	0,5403	0,0005	0,0834	-2,8816	-1,0104
	Frank	1,9762	0,0005	0,0435	-2,0957	-0,2245
	Gumbel	1,2297	0,0005	0,2772	-0,9893	0,8819
	Joe	1,2614	0,0005	0,6698	0,3377	2,2089
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0005	0,0005		
	Clayton	3,4657	0,0005	0,0475	-66,0271	-64,1352
	Frank	14,5108	0,0754	0,1883	-86,4212	-84,5294
	Gumbel	4,2217	0,3312	0,3571	-95,731	-93,8392
	Joe	5,7164	0,0874	0,7358	-87,8969	-86,0051

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

Tableau 11. Ajustement de la copule pour des variables de crue de la station de Taria

	Copule	Paramètre*	Sn p-valeur	Tn p-valeur	AIC	BIC
(D, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,5965	0,0045	0,1863	-0,4735	1,1374
	Clayton	0,3672	0,0005	0,2153	0,2783	1,8892
	Frank	1,742	0,0005	0,0874	-0,8645	0,7464
	Gumbel	1,2504	0,0005	0,1973	-1,3908	0,2202
	Joe	1,375	0,0025	0,3771	-1,3018	0,3091
(D, Qp)	Ali-Mikhail-Haq	-0,333	0,0005	0,2083	1,6425	3,1689
	Clayton	0,0001	0,0175	0,1993	2,0008	3,5271
	Frank	-0,6235	0,0005	0,1004	1,6374	3,1637
	Gumbel	1,0001	0,0055	0,1553	2,001	3,5274
	Joe	1,0001	0,0175	0,2053	2,0005	3,5269
(Qp, V)	Ali-Mikhail-Haq	0,9999	0,0005	0,0005		
	Clayton	4,3628	0,0015	0,6758	-50,7029	-49,2064
	Frank	19,3293	0,1084	0,7318	-71,477	-69,9805
	Gumbel	4,4178	0,0235	0,9905	-64,0352	-62,5387
	Joe	5,4147	0,0065	0,7208	-52,6886	-51,1921

* : Estimé avec la méthode de la pseudo-vraisemblance maximale (MPL)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

1. Abatan, A. A., Abiodun, B. J., Gutowski, W. J., & Rasoq-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. doi:10.1002/joc.5196
2. 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>
3. Abdeddaim, H. (2018). Contribution à l'étude de l'influence de la structure du réseau hydrographique sur le risque hydrologique : Cas des bassins de l'Est de l'Algérie. Thèse de DOCTORAT En Sciences Hydrauliques, Université Mohamed Khider-Biskra.
4. ABH (2002). Les carnets de l'Agence .N°1. Le Bassin de l'Algérois
5. 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. doi:10.1007/s10584-017-2001-5
6. 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>
7. 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. doi:10.1016/j.wace.2019.100194
8. 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. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aaafd6>
9. Agence de Bassin Hydrographique Oranie-Chott Chergui (ABH-OCC) (2006). Mission 1, Inventaire des Ressources en Eau et en Sols et des Infrastructures de Mobilisation, Cadastre Hydraulique du Bassin des Hauts Plateaux Oranais. Bir el Djir – ORAN, Algérie.
10. Aguilar, E., Barry, A., Brunet, M., Ekan, L., Fernandes, A., Massoukina, M., Mbah, J., Mhanda, A., Nascimento, D., Peterson, T. C., et al. (2009). Changes in temperature and precipitation extremes in western Central Africa, Guinea Conakry and Zimbabwe, 1955–2006. *J Geophys Res*, 114:D02115. doi:10.1029/2008JD011010.
11. Aguilar, E., Peterson, T., Obando, P., et al. (2005). Changes in precipitation and temperature extremes in Central America and northern South America, 1961–2003. *J Geophys Res* 110:D23107. <https://doi.org/10.1029/2005JD006119>
12. Ait Ouhamchich, K., Karaoui, I., Arioua, A., Kasmi, A., Elhamdouni, D., Elfiraoui, F. E., 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>
13. Akaike, H. (1974). A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, 19(6), 716–723.
14. Alaya, M. A. B., Ternynck, C., Dabo-Niang, S., Chebana, F., & Ouarda, T. B. M. J. (2020). Change point detection of flood events using a functional data framework. *Advances in Water Resources*, 103522. doi:10.1016/j.advwatres.2020.103522
15. Alexander, L. & Arblaster, J. (2017). Historical and projected trends in temperature and precipitation extremes in Australia in observations and CMIP5. *Weather Climate Extrem* 15:34–56. <https://doi.org/10.1016/j.wace.2017.02.001>
16. Alexander, L. V., Zhang, X., Peterson, T. C., Caesar, J., Gleason, B., Klein Tank, A. M. G., Haylock, M., Collins, D., Trewin, B., Rahimzadeh, F., Tagipour, A., Rupa Kumar K., Revadekar, J., Griffiths, G., Vincent, L., Stephenson, D. B., Burn, J., Aguilar, E., Brunet, M., Taylor, M., New, M., Zhai, P., Rusticucci, M., Vazquez-Aguirre, J. L. (2006). Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. *Journal of Geophysical Research*, 111(D5).
17. Allamano, P., P. Claps, and F. Laio, (2009). Global warming increases flood risk in mountainous areas. *Geophysical Research Letters*, 36, L24404.

18. Alpert, P., et al. (2006). Relations between climate variability in the Mediterranean region and the Tropics: ENSO, South Asian and African monsoons, hurricanes and Saharan dust, in *The Mediterranean Climate: An Overview of the Main Characteristics and Issues*, edited by P. Lionello, P. Malanotte-Rizzoli, and R. Boscolo, pp. 149–177, Elsevier, New York.
19. Ammari, A. (2012). *Vulnérabilité à l'envasement des barrages (cas du bassin Hydrographique des Côtiers Algérois)*. Thèse de DOCTORAT En Science, Université Mohamed Khider-Biskra.
20. Assani, A. A. & Guerfi, N. (2017). Analysis of the Joint Link between Extreme Temperatures, Precipitation and Climate Indices in winter in the Three Hydroclimate Regions of Southern Quebec. *Atmosphere*, 8(4), 75; <https://doi.org/10.3390/atmos8040075>
21. Astite (2018). *Analyse et évaluation de la vulnérabilité aux inondations. Cas du grand Alger*. Thèse de DOCTORAT 3^{ème} Cycle (LMD), USTHB.
22. Atif, R. M., Almazroui, M., Saeed, S., Abid, M. A., Islam, M. N., & Ismail, M. (2019). Extreme precipitation events over Saudi Arabia during the wet season and their associated teleconnections. *Atmospheric Research*, 104655. doi:10.1016/j.atmosres.2019.104655
23. 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*. doi:10.1007/s00382-020-05272-9
24. Ayllón, D., Railsback, S. F., Harvey, B. C., Quirós, I. G., Nicola, G. G., Elvira, B., & Almodóvar, A. (2019). Mechanistic simulations predict that thermal and hydrological effects of climate change on Mediterranean trout cannot be offset by adaptive behaviour, evolution, and increased food production. *Science of The Total Environment*, 133648. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.133648
25. Bačová Mitková, V. B. & Halmová, D. (2014). Joint modeling of flood peak discharges, volume and duration: A case study of the Danube River in Bratislava. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, 62, 3, 186–196. <https://doi.org/10.2478/johh-2014-0026>
26. Bagnouls, F. & Gaussen, H. (1953). Saison sèche et indice xéothermique. *Bull. Soc. Hist. Nat. de Toulouse*, 88, 1953, pp. 193 à 240.
27. 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>
28. Balla, F. (2019). *Modélisation des flux hydro-sédimentaires et cartographie des zones à risques d'érosion hydrique dans certains bassins versants des hauts plateaux Constantinois*. Thèse de Doctorat L.M.D en Hydraulique, Université de Batna 2.
29. Balasubramanian, A. (2018). *Extreme climatic (weather) events*. Technical Report · November 2018 DOI: 10.13140/RG.2.2.34568.67845
30. Baldi, M., Dalu, G., Maracchi, G., Pasqui, M., Cesarone, F. (2006). Heat waves in the Mediterranean: a local feature or a larger-scale effect? *Int. J. Climatol.* 26:1477–1487. doi:10.1002/joc.1389
31. Balistocchi, M., Orlandini, S., Ranzi, R., & Bacchi, B. (2017). Copula- based modeling of flood control reservoirs. *Water Resources Research*, 53(11), <https://doi.org/10.1002/2017WR021345>
32. Barcikowska, M. J., et al. (2019). Changes in the future summer Mediterranean climate: contribution of teleconnections and local factors. *Earth Syst. Dyn. Discuss*, 1–43, <https://doi.org/10.5194/esd-2018-85>.
33. Barth, N. A., Villarini, G., Nayak, M. A., White, K. (2017). Mixed populations and annual flood frequency estimates in the western United States: The role of atmospheric rivers. *Water Resources Research*, 53(1), 257–269. doi:10.1002/2016wr019064
34. Bates, B.C., Kundzewics, Z.W., Wu, S., Palutikof, J. P. (2008). *Climate Change and Water*. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC Secretariat, Geneva, Switzerland, 210 pp.
35. Batibeniz, F., et al. (2020). Identification of major moisture sources across the Mediterranean Basin. *Climate Dynamics* 54:4109–4127 <https://doi.org/10.1007/s00382-020-05224-3>
36. Bellanger, L., Baize, D., Tomassone, R. (2006). L'analyse des corrélations canoniques appliquée à des données environnementales. *Revue de statistique appliquée*, tome 54, no 4, p. 7-40.

37. Ben Aissia, M. A. (2009). Analyse et comparaison des caractéristiques des crues dans un contexte de changements climatiques. Mémoire présenté pour l'obtention du grade de Maîtrise en sciences de l'eau. INRS-Eau, Terre et environnement.
38. Ben Aissia, M. A., Chebana, F., & Ouarda, T. B. (2017). Multivariate missing data in hydrology – Review and applications. *Advances in Water Resources*, 110, 299–309.
39. Ben Aissia, M. A., Chebana, F., Ouarda, T. B. M. J., Bruneau, P., & Barbet, M. (2015). Bivariate index-flood model: Case study in Québec, Canada. *Hydrological Sciences Journal*, 60(2), 247–268. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.875177>.
40. Ben Aissia, M. A., Chebana, F., Ouarda, T. B. M. J., Roy, L., Desrochers, G., Chartier, I., & Robichaud, É. (2011). Multivariate analysis of flood characteristics in a climate change context of the watershed of the Baskatong reservoir, Province of Québec, Canada. *Hydrological Processes*, 26(1), 130–142. <https://doi.org/10.1002/hyp.8117>
41. Ben Aissia, M. A., Chebana, F., Ouarda, T. B. M. J., et al. (2009). Analyse et comparaison des caractéristiques des crues historiques, résultats des réanalyses et simulées dans un contexte de changement climatique. Search report, R-1074 INRS-ETE. Canada: Québec, 67.
42. Ben Alaya, M. A., Zwiers, F. W. & Zhang, X. (2019). Probable maximum precipitation in a warming climate over North America in CanRCM4 and CRCM5. *Climatic Change* <https://doi.org/10.1007/s10584-019-02591-7>
43. Ben Alaya, M.A., Zwiers, F., Zhang, X. (2020). An evaluation of block-maximum based estimation of very long return period precipitation extremes with a large ensemble climate simulation. *Journal of Climate*. DOI: 10.1175/JCLI-D-19-0011.1
44. Benameur, S., Benkhaled, A., Meraghni, D., Chebana, F., & Necir, A. (2017). Complete flood frequency analysis in Abiod watershed, Biskra (Algeria). *Natural Hazards*, 86(2), 519–534. <https://doi.org/10.1007/s11069-016-2703-4>.
45. Benhattab, K., Bouvier, C., & Meddi, M. (2014). Analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles dans le bassin hydrographique -Chélif, Algérie. *Revue des sciences de l'eau*, 273(2014), 189–203. <https://doi.org/10.7202/1027805ar>.
46. Benito, G., Sanchez-Moya, Y., Medialdea, A., Barriendos, M., Calle, M., Rico, M., Sopena, A., Machado, M.J. (2020). Extreme Floods in Small Mediterranean Catchments: Long-Term Response to Climate Variability and Change. *Water* 2020, 12, 1008.
47. Benkhaled, A., Higgins, H., Chebana, F., & Necir A. (2014). Frequency analysis of annual maximum suspended sediment concentrations in Abiod wadi, Biskra (Algeria). *Hydrological processes*. 28(12), 3841–3854.
48. Berhail, S. (2019). The impact of climate change on groundwater resources in northwestern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 12(24). doi:10.1007/s12517-019-4776-3
49. Betts, R. A., Alfieri, L., Bradshaw, C., Caesar, J., Feyen, L., Friedlingstein, P., et al. (2018). Changes in climate extremes, fresh water availability and vulnerability to food insecurity projected at 1.5°C and 2°C global warming with a higher-resolution global climate model. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 376(2119), 20160452. doi:10.1098/rsta.2016.0452
50. Bezak, N., Mikoš, M., & Šraj, M. (2014). Trivariate frequency analyses of peak discharge, hydrograph volume and suspended sediment concentration data using copulas. *Water Resources Management*, 28(8), 2195–2212.
51. Bezerra, B.G., Silva, L.L., Santos e Silva, C.M. et al. (2019). Changes of precipitation extremes indices in São Francisco River Basin, Brazil from 1947 to 2012. *Theor Appl Climatol* 135, 565–576. <https://doi.org/10.1007/s00704-018-2396-6>
52. Bobée, B., & Ashkar, F. (1991). The gamma family and derived distributions applied in hydrology (pp. 217). Littleton, Colo: Water Resources Publications.
53. Bonan, G. B. (2008). Forests and Climate Change: Forcings, Feedbacks, and the Climate Benefits of Forests. *Science*, 320(5882), 1444–1449.
54. 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. doi:10.1088/1748-9326/7/2/024002

55. Bouabdelli, S., Meddi, M., Zeroual, A., Alkama, R. (2020). Hydrological drought risk recurrence under climate change in the karst area of Northwestern Algeria. *Journal of Water and Climate Change*, in press. Downloaded from <https://iwaponline.com/jwcc/article-pdf/doi/10.2166/wcc.2020.207/694290/jwc2020207.pdf>
56. Bouanani, A. (2004) Hydrologie, transport solide et modélisation, étude de quelques sous-bassins de la Tafna (NO-Algérie). Thèse de doctorat d'état, Université Abou Bekr Belkaid, Tlemcen, Algérie.
57. 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. doi:10.3390/atmos11040347
58. Boutoutaou, D., Belagoune, F., & Saggai, S. (2011). Etude des crues des bassins versants arides et semi-arides de l'Algérie. Bassins, d'El Honda, de Chott Melghir et des Hauts plateaux (Bassins:05-06-07). *Annales des Sciences et Technologie* Vol. 3, N_1, Juin 2011.
59. Bowo, A. M., & Ruchjana, B. N. (2020). Canonical Correlation Analysis of Global Climate Elements and Rainfall in the West Java Regions. *Desimal: Jurnal Matematika*, 3(2), 143-154.
60. Brakchi-Ouakour, L., Kadik, L., Gachet, S. (2015). Typologie fonctionnelle et taxinomique des pinèdes de l'Algérois et de l'Oranais (Algérie). *Revue d'Ecologie (Terre et Vie)*, Vol. 70 (3), 2015 : 231-247.
61. Brönnimann, S. (2007). Impact of El Niño-Southern oscillation on European climate. *Reviews of Geophysics*, 45 (3). doi:10.1029/2006rg000199
62. Brown, P. J., Bradley, R. S., & Keimig, F. T. (2010). Changes in Extreme Climate Indices for the Northeastern United States, 1870–2005. *Journal of Climate*, 23(24), 6555–6572. doi:10.1175/2010jcli3363.1
63. Burke, E.J., & Brown, S.J. (2008). Evaluating uncertainties in the projection of future drought. *Journal of Hydrometeorology*, 9(2), 292-299.
64. Caesar, J., Alexander, L. V., Trewin, B., Tse-ring, K., Sorany, L., Vuniyayawa, V., Keosavang, N., Shimana, A., Htay, M. M., Karmacharya, 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. doi:10.1002/joc.2118.
65. Caesar, J., Alexander, L., Vose, R. (2006). Large-scale changes in observed daily maximum and minimum temperatures: Creation and analysis of a new gridded data set. *Journal of Geophysical Research – Atmospheres*, 111, D05101.
66. Callau Poduje, A. C., Belli, A., & Haberlandt, U. (2014). Dam risk assessment based on univariate versus bivariate statistical approaches: A case study for Argentina. *Hydrological Sciences Journal*, 59(12), 2216–2232. <https://doi.org/10.1080/02626667.2013.871014>.
67. Cane, M. A. (2005). The evolution of El Niño, past and future. *Earth and Planetary Science Letters*, 230(3-4), 227-240.
68. Carles, J., Bagnouls, F. & Gaussen, H. (1954). Saison sèche et indice xéothermique. In: *Revue de géographie de Lyon*, vol. 29, n°3, 1954. p. 269; https://www.persee.fr/doc/geoca_0035-113x_1954_num_29_3_1980
69. Cash, D.W., Borck, J.C., Patt, A. G. (2006). Countering the loading-dock approach to linking science and decision making: Comparative analysis of El Niño/Southern Oscillation (ENSO) forecasting systems. *Science, Technology and Human Values*, 31, 465-494.
70. 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>
71. Charpentier, A. (2011). "On the return period of the 2003 heat wave." *Climatic Change*, 109, 245-260.
72. Chebana, F. (2012). In A.-H. El-Shaarawi & W. Piegorsch (Eds.), *Multivariate analysis of hydrological variables in Encyclopedia of environmetrics* (2nd ed., pp. 1676–1681). Chichester, UK: John Wiley & Sons Ltd. <https://doi.org/10.1002/9780470057339.vnn044>
73. Chebana, F., & Duong, T. C. (2013). Testing for multivariate trends in hydrologic frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 486, 519–530. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.01.007>

74. Chebana, F., & Ouarda, T. B. M. J. (2007). Multivariate L-moment homogeneity test. *Water Resource Research*, 43, W08406. <https://doi.org/10.1029/2006WR005639>
75. Chebana, F., & Ouarda, T. B. M. J. (2009). Index flood-based multivariate regional frequency analysis. *Water Resource Research*, 45, W10435. <https://doi.org/10.1029/2008WR007490>.
76. Chebana, F., & Ouarda, T. B. M. J. (2011a). Depth-based multivariate descriptive statistics with hydrological applications. *Journal of Geophysical Research*, 116(D10), D10120. <https://doi.org/10.1029/2010JD015338>
77. Chebana, F., & Ouarda, T. B. M. J. (2011b). Multivariate quantiles in hydrological frequency analysis. *Environmetrics*, 22(1), 63–78.
78. Chebana, F., Adlouni, S. E., Bobée, B. (2009). Mixed estimation methods for Halphen distributions with applications in extreme hydrologic events. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 24(3), 359–376. doi:10.1007/s00477-009-0325-z
79. Chebana, F., Ben Aissia, M. A., & Ouarda, T. B. M. J. (2017). Multivariate shift testing for hydrological variables, review, comparison and application. *Journal of Hydrology*, 548, 88–103. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.02.033>
80. Chebana, F., El Adlouni, S., & Bobée, B. (2010). Mixed estimation methods for Halphen distributions with applications in extreme hydrologic events. *Stochastic Environment Resources Risk Assessment*, 24, 359–376. <https://doi.org/10.1007/s00477-009-0325-z>
81. Chebana, F., Ouarda, T. B., & Duong, T.c. (2013). Testing for multivariate trends in hydrologic frequency analysis. *Journal of hydrology*, 486, 519-530. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.01.007>
82. Cheikh Lounis. M. G. (2011). Analyse et cartographie des risques naturels dans l'Algérois. Thèse de DOCTORAT En Science, USTHB, 2011.
83. Chen, Q., Chen, H., Wang, J., Zhao, Y., Chen, J., & Xu, C. (2019). Impacts of Climate Change and Land-Use Change on Hydrological Extremes in the Jinsha River Basin. *Water*, 11(7), 1398. doi:10.3390/w11071398
84. Chen, X., You, Q., Sielmann, F., & Ruan, N. (2016). Climate change scenarios for Tibetan Plateau summer precipitation based on canonical correlation analysis. *International Journal of Climatology*, 37(3), 1310–1321. doi:10.1002/joc.4778
85. Cheng, L. & AghaKouchak, A. (2015). Nonstationary Precipitation Intensity-Duration-Frequency Curves for Infrastructure Design in a Changing Climate. *Sci Rep* 4, 7093 <https://doi.org/10.1038/srep07093>
86. Chiverrell, R. C., Sear, D. A., Warburton, J., Macdonald, N., Schillereff, D. N., Dearing, J. A., et al. (2019). Using lake sediment archives to improve understanding of flood magnitude and frequency: recent extreme flooding in northwest UK. *Earth Surface Processes and Landforms*. doi:10.1002/esp.4650
87. Chowdhary, H. (2009). Copula-Based Multivariate Hydrologic Frequency Analysis. LSU Doctoral Dissertations, 1211. https://digitalcommons.lsu.edu/gradschool_dissertations/1211.
88. Chu, P.S., Zhao, X., Ruan, Y. Grubbs, M. (2009). Extreme rainfall events in the Hawaiian islands. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 48(3), 502–516. <https://doi.org/10.1175/2008jame1829.1>.
89. Clarke, R. T. (1994). Fitting distributions. Chapter 4 Statistical modeling in hydrology (pp. 39–85). Chichester, UK: John Wiley & Sons Ltd.
90. Collins, M., An, S. I., Cai, W.J., Ganachaud, A., Guilyardi, E., Jin, F. F., Jochum, M., Lengaigne, M., Power, S., Timmermann, A., Vecchi, G., Wittenberg, A. (2010). The impact of global warming on the tropical Pacific ocean and El Nino. *Nature Geoscience*, 3(6), 391-397.
91. Corbella, S., & Stretch, D. D. (2012). Multivariate return periods of sea storms for erosion risk assessment. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12, 2699–2708. <https://doi.org/10.5194/nhess-12-2699-2012>
92. Corella, J., Valero-Garcés, B., Vicente- Serrano, S. et al (2016). Three millennia of heavy rainfalls in Western Mediterranean: frequency, seasonality and atmospheric drivers. *Sci Rep* 6, 38206. <https://doi.org/10.1038/srep38206>
93. 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 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0771-7>

94. Cunderlik, J. M., & Ouarda, T. B. M. J. (2009). Trends in the timing and magnitude of floods in Canada. *Journal of Hydrology*, 375(3-4), 471-480.
95. Cunnane, C. (1987). Review of statistical models for flood frequency estimation. In V. P. Singh (Ed.), *Hydrologic frequency modeling* (pp. 49–95). Dordrecht, The Netherlands: Reidel.
96. Cunnane, C. (1989). *Statistical Distributions for Flood Frequency Analysis*. World Meteorological Organization Operational Hydrology, Report No. 33, WMO-No. 718, Geneva, Switzerland.
97. Da Silva, R. M., Santos, C. A. G., Moreira, M., Corte-Real, J., Silva, V. C. L., & Medeiros, I. C. (2015). Rainfall and river flow trends using Mann–Kendall and Sen's slope estimator statistical tests in the Cobres River basin. *Natural Hazards*, 77(2), 1205–1221. doi:10.1007/s11069-015-1644-7
98. Dai, A. (2011). Drought under global warming: a review. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 2(1), 45-65.
99. Dai, A. (2012). Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Climate Change*, 3(1), 52–58.
100. De Luca, P., Messori, G., Wilby, R. L., Mazzoleni, M., & Di Baldassarre, G. (2020). Concurrent wet and dry hydrological extremes at the global scale. *Earth System Dynamics*, 11(1), 251–266. doi:10.5194/esd-11-251-2020
101. De Martonne, E. (1950). *Traité géographique physique, Tome 1/3 : Notions générales : Climat, hydrologie*, 8^{ème} édition. Paris, Edition Armand Colin ; 496p.
102. De Michele, C., & Salvadori, G. (2003). A generalized Pareto intensity-duration model of storm rainfall exploiting 2-copulas. *Journal of Geophysical Research*, 108(D2), 4067. <https://doi.org/10.1029/2002JD002534>.
103. Delgado, J.M., Apel, H., Merz, B. (2009). Flood trends and variability in the Mekong River. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(3), 6691-6719.
104. Delgado-Baquerizo, M., Guerra, C.A., Cano-Díaz, C., Egidi, E., Wang, J.T., Eisenhauer, N., Singh, B. K., Maestre, F. T. (2020). The proportion of soil-borne pathogens increases with warming at the global scale. *Nat. Clim. Chang.* 10, 550–554 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0759-3>
105. DGF (2018). Direction générale des forêts, Ministère de l'agriculture du développement rural et de la pêche. Les feux de forêts en Algérie : Analyse et perspectives, Alger 22 Octobre 2018.
106. Di Baldassarre, G., Montanari, A., Lins, H., Koutsoyiannis, D., Brandimarte, L., Blöschl, G. (2010). Flood fatalities in Africa: From diagnosis to mitigation. *Geophysical Research Letters*, 37, L22402.
107. Díaz, D., & Villegas, N. (2016). Canonical correlation among large scale oscillations, temperature and precipitation in coastal regions of Colombia. *Materials of XXVI International Coastal Conference "Managing risks to coastal regions and communities in a changing world"*, 1-1. DOI: 10.31519/conferencearticle_5b1b93a05a4f25.66586448
108. Djafer Khoda, H. (2020). Contribution à la gestion des ressources en eau du bassin versant de l'oued Isser à l'aide d'un système informatisé. Thèse de DOCTORAT En Sciences Hydrauliques, USTO-MB, Oran.
109. 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. doi:10.1002/joc.3707
110. Durand, J. H. (1954). *Les sols d'Algérie*. Service des études scientifiques, pédologie n° 2, Clairbois-BIRMANDREIS (Alger).
111. El Adlouni, S., & Ouarda, T. B. M. J. (2008). Étude de la loi conjointe Débit-Niveau par les copules: Cas de la rivière Châteauguay. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 35,1128–1137. <https://doi.org/10.1139/L08-054>.
112. Enfield, D. B., Mestas-Nunez, A. M., Trimble, P. J. (2001). The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 2077–2080, doi:https://doi.org/10.1029/2000GL012745.
113. Falzoi, S., Acquavotta, F., Pulina, M. A., Fratianni, S. (2019). Hydrological drought analysis in Continental Temperate and Mediterranean environment during the period 1981-2017. *Italian Journal of Agrometeorology* (3): 13-23. doi: 10.13128/ijam-798

- 114.** 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.org/10.1002/joc.5379>
- 115.** Filahi, S., Mouhir, L., Tanarhte, M., Trambly, Y. (2015). Tendances et variabilité des événements extrêmes au Maroc. XXVIIIe Colloque de l'Association Internationale de Climatologie Liège: 463-468.
- 116.** 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>
- 117.** Fleig, A.K., Tallaksen, L.M., Hisdal, H., Hannah, D.M. (2011). Regional hydrological drought in north-western Europe: linking a new Regional Drought Area Index with weather types. *Hydrological Processes*, 25(7), 1163-1179.
- 118.** Folland, C. K. et al. (2009). The summer North Atlantic oscillation: past, present, and future. *J. Clim.* 22, 1082–1103.
- 119.** Fonseca, A. R., & Santos, J. A. (2019). Predicting hydrologic flows under climate change: The Tâmega Basin as an analog for the Mediterranean region. *Science of The Total Environment*, 668, 1013–1024. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.01.435
- 120.** Fontaine, B., Roucou, P., Gaetani, M., Marteau, R. (2011). Recent changes in precipitation, ITCZ convection and northern tropical circulation over North Africa (1979–2007). *International Journal of Climatology*, 31(5), 633-648.
- 121.** 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>
- 122.** Founda, D., & Santamouris, M. (2017). Synergies between Urban Heat Island and Heat Waves in Athens (Greece), during an extremely hot summer (2012). *Scientific Reports*, 7(1). doi:10.1038/s41598-017-11407-6
- 123.** Fowler, H. J., Blenkinsop, S., & Tebaldi, C. (2007). Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *International Journal of Climatology*, 27(12), 1547–1578. doi:10.1002/joc.1556
- 124.** Fowler, H.J. & Kilsby, C.G. (2003). A regional frequency analysis of United Kingdom extreme rainfall from 1961 to 2000. *International Journal of Climatology*, 23(11), 1313–1334. <https://doi.org/10.1002/joc.943>.
- 125.** Fratianni, S., Acquaotta, 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.
- 126.** Frich, P., Alexander, L. V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Klein Tank, A. M. G., Peterson, T. (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Climate Res*, 19:193–212.
- 127.** Frölicher, T. L. & Laufkötter, C. (2018). Emerging risks from marine heat waves. *Nat. Commun.* 9, 2015–2018 (2018).
- 128.** Frölicher, T. L., Fischer, E. M. & Gruber, N. (2018). Marine heatwaves under global warming. *Nature* 560, 360–364.
- 129.** Gao, T., Zhang, Q. & Luo, M. (2020). Intensifying effects of El Niño events on winter precipitation extremes in southeastern China. *Clim Dyn* 54, 631–648. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-05022-6>
- 130.** Garcia-Herrera, R. F., Lionello, P., Ulbrich, U. (2014). Understanding dynamics and current developments of climate extremes in the Mediterranean region. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 14:309–316
- 131.** 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. *Meteorological Applications*. doi:10.1002/met.1791
- 132.** Genest, C., & Chebana, F. (2017). Chapter 30: Copula modeling in hydrologic frequency analysis. In V. P. Singh (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology* (2nd ed.). New York, NY, USA: MacGraw- HillBook Company.
- 133.** Genest, C., Rémillard, B. (2004). Test of independence and randomness based on the empirical copula process. *Test* 13, 335–369. <https://doi.org/10.1007/BF02595777>

- 134.** Ghenim, A. N. & Megnounif, A. (2016). Variability and trend of annual maximum daily rainfall in northern Algeria. *Int J Geophys* 2016:1–11. DOI:[10.1155/2016/6820397](https://doi.org/10.1155/2016/6820397)
- 135.** Gilbert, R. O. (1987). *Statistical methods for environmental pollution monitoring* (pp. 186–188). New York, NY: Van Nostrand Reinhold Company.
- 136.** Gilroy, K. L., & McCuen, R. H. (2012). A nonstationary flood frequency analysis method to adjust for future climate change and urbanization. *Journal of Hydrology*, 414-415, 40–48. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.10.009
- 137.** González, I. (2007). *Analyse Canonique Régularisée pour des données fortement multidimensionnelles*. Thèse doctorat de l'université Paul Sabatier, Toulouse III, p. 11-15.
- 138.** Gräler, B., van den Berg, M., Vandenberghe, S., Petroselli, A., Grimaldi, S., De Baets, B., & Verhoest, N. (2013). Multivariate return periods in hydrology: a critical and practical review focusing on synthetic design hydrograph estimation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 1281–1296. <https://doi.org/10.5194/hess-17-1281-2013>
- 139.** Grésillon, J. M., Sauquet, E., Renard, B., & Lang, M. (2008). Changement climatique et événements extrêmes: crues, inondations, sécheresses. Que peut-on dire aujourd'hui? Observatoire Nationale sur les Effets du Réchauffement Climatique. *Revue Française de géotechnique*, 120/121, 27–34.
- 140.** Grimaldi, S., & Serinaldi, F. (2006a). Asymmetric copula in multivariate flood frequency analysis. *Advances in Water Resources*, 29, 1155–1167.
- 141.** Grimaldi, S., & Serinaldi, F. (2006b). Design hyetograph analysis with 3-copula function. *Hydrological Sciences Journal*, 51(2), 223–238. <https://doi.org/10.1623/hysj.51.2.223>.
- 142.** Grimaldi, S., Petroselli, A., Salvadori, G., & De Michele, C. (2016). Catchment compatibility via copulas: A non-parametric study of the dependence structures of hydrological responses. *Advances in Water Resources*, 90, 116–133. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2016.02.003>.
- 143.** Groisman, P. Y., Knight, R. W., Easterling, D. R., Karl, T. R., Hegerl, G. C., Razuvaev, V. N. (2005). Trends in intense precipitation in the climate record. *J Climate*, 18: 1326–1350.
- 144.** 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 June 2014.
- 145.** Haddad, H., Ghoualem, H. (2014). Caractérisation physico-chimique des eaux du bassin hydrographique côtier Algérois. *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n°18, Juin 2014, pp. 155-167.
- 146.** Hadour, A., Mahé, G., & Meddi, M. (2020). Watershed based hydrological evolution under climate change effect: An example from North Western Algeria. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 28, 100671.
- 147.** 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, n_ 1, 33–38. <https://doi.org/10.7202/1014917ar>.
- 148.** 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.
- 149.** 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* (2020) 13:280. <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5256-5>
- 150.** Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., Karahacane, H. & Ali Rahmani, S. E. (2019). Tendances des précipitations et évolution des écoulements dans un cadre de changement climatique : bassin versant de l'oued Mina en Algérie. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 32 (2), 83–114. <https://doi.org/10.7202/1065202ar>
- 151.** Hamdi, R., Duchêne, F., Berckmans, J., Delcloo, A., Vanpoucke, C., & Termonia, P. (2016). Evolution of urban heat wave intensity for the Brussels Capital Region in the ARPEGE-Climat A1B scenario. *Urban Climate*, 17, 176–195. doi:10.1016/j.uclim.2016.08.001
- 152.** Hamdi, Y., Chebana, F., & Ouarda, T. B. M. J. (2016). Bivariate drought frequency analysis in the Medjerda River Basin, Tunisia. *Journal of Civil and Environmental Engineering*, 6(3), 1000227.

- 153.** Hamdi, Y., Chebana, F., Ouarda, T. B. M. J. (2016). Bivariate Drought Frequency Analysis in the Medjerda River Basin, Tunisia. *J Civil Environ Eng* 6: 227. doi:10.4172/2165-784X.1000227
- 154.** Hannaford, J., & Marsh, T.J. (2008). High-flow and flood trends in a network of undisturbed catchments in the UK. *International Journal of Climatology*, 28(10), 1325-1338.
- 155.** Hawkins, E., Ortega, P., Suckling, E., Schurer, A., Hegerl, G., Jones, P., Joshi, M., Osborn, T.J., Masson-Delmotte, V., Mignot, J., Thorne, P., Oldenborghand, G.J.V. (2017). Estimating Changes in Global Temperature since the Preindustrial Period. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **98**, 1841-1856, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0007.1>.
- 156.** 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). doi:10.1029/2008jd010201
- 157.** Heim Jr., R.R., 2002: A review of twentieth-century drought indices used in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 83(8), 1149-1165.
- 158.** Held, I. M. & Soden, B. J. (2006). Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Clim.* 19, 5686–5699.
- 159.** Hidalgo, H.G., Das, T., Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Pierce, D.W., Barnett, T.P., Bala, G., Mirin, A., Wood, A.W., Bonfils, C., Santer, B.D., Nozawa, T. (2009). Detection and attribution of streamflow timing changes to climate change in the western United States. *Journal of Climate*, 22(13), 3838-3855.
- 160.** Hipel, K.W. & McLeod, A.I. (1994). *Time Series Modelling of Water Resources and Environmental Systems*, Amsterdam, Elsevier 1994.
- 161.** Hirpa, F.A., Alfieri, L., Lees, T. et al. (2019). Streamflow response to climate change in the Greater Horn of Africa. *Climatic Change* 156, 341–363. <https://doi.org/10.1007/s10584-019-02547-x>
- 162.** Hirschi, M., Seneviratne, S. I., Alexandrov, V., Boberg, F., Boroneant, C., Christensen, O. B., Formayer, H., Orłowsky, B., Stepanek, P. (2011). Observational evidence for soil-moisture impact on hot extremes in southeastern Europe. *Nature Geoscience*, 4(1), 17-21.
- 163.** Hosking, J. R. M. (1990). L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society*, 52(2), 105–124.
- 164.** Hotelling, H. (1936). Relations between two sets of variants. *Biometrika* 28, 321-377
- 165.** Hu, S. & Fedorov, A. V. (2017). The extreme El Niño of 2015–2016: the role of westerly and easterly wind bursts, and preconditioning by the failed 2014 event. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-017-3531-2
- 166.** Hu, T., et al. (2020). *Environ. Res. Lett.* in press <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab8497>
- 167.** Huang, W. K., Stein, M. L., McInerney, D. J., Sun, S. & Moyer, E. J. (2016). Estimating changes in temperature extremes from millennial-scale climate simulations using generalized extreme value (GEV) distributions. *Adv. Stat. Clim. Meteorol. Oceanogr.*, 482 2, 79-103.
- 168.** Huber, D & Gulledge, J. (2011). *Extreme Weather and Climate Change*. Washington, DC: Center for Climate Change and Energy Solutions. <http://www.c2es.org/publications/extreme-weather-and-climate-change>.
- 169.** 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>
- 170.** Hulme, E. M., Barrow, N. W., Arnell, P. A., Harrison, T. C., Johns, Downing, T. E. (1999). Relative impacts of human-induced climate change and natural climate variability. *Nature*, 397, 688–691, doi:10.1038/17789. <http://www.nature.com/articles/17789> (Accessed Jun 14, 2020)
- 171.** Hunt, G. L., Jr., Pitman, R. L., Naughton, M., Winet, K., Newman, A., Kelly, P. R. & Briggs, K. T. (1981). Summary of marine mammal and seabird surveys of the southern California Bight area, 1975–1978. Volume III Investigator’s Reports. Part III. Seabirds. Book II Reproductive ecology and foraging habits of breeding seabirds. Prepared for Bureau of Land Management under Contract No. AA550-CT7-36. 399 pp.
- 172.** 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 Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor, and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 996 pp.
- 173.** IPCC (2012). *Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation (SREX)*. In: Field CB, Barros V, Stocker TF, Qin D, Dokken DJ, Ebi KL, Mastrandrea

MD, Mach KJ, Plattner G-K, Allen SK, Tignor M, Midgley PM (eds) A special report of working groups I and II of the intergovernmental panel on climate change. Cambridge, UK and New York, NY: Cambridge University Press. See https://www.ipcc.ch/pdf/special-reports/srex/SREX_Full_Report.pdf.

174. IPCC (2013). Summary for Policymakers. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V and Midgley PM (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

175. IPCC (2014a). 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, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland,

176. IPCC (2014b). Summary for Policymakers. In Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability (eds Field, C. B. et al.) 1–32 (Cambridge Univ. Press, 2014).

177. IPCC (2018). Summary for Policymakers. Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, V. Masson-Delmotte et al., Eds., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, Geneva, p. 26. ISBN 978-92-9169-151-7.

178. IPCC (2019). Summary for Policymakers. An IPCC Special Report on climate change, desertification, land degradation, sustainable land management, food security, and greenhouse gas fluxes in terrestrial ecosystems, A. Arneth et al., Eds., World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, p. 16 ; pp. 2-66 ; 2-74.

179. Jana, C., Sharma, G. C., Alam, N. M., Mishra, P. K., Dubey, S. K. & Kumar, R. (2016). Trend analysis of rainfall and rainy days of Agra in northern India. *Int. J. Agricult. Stat. Sci.* Vol. 12, No. 1, pp. 263-270.

180. Janssens-Maenhout, G., Crippa, M., Guizzardi, D., Muntean, M., Schaaf, E., Dentener, F., Bergamaschi, P., Pagliari, V., Olivier, J. G. J., Peters, J. A. H. W., van Aardenne, J. A., Monni, S., Doering, U., and Petrescu, A. M. R. (2017). EDGAR v4.3.2 Global Atlas of the three major Greenhouse Gas Emissions for the period 1970–2012, *Earth Syst. Sci. Data Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/essd-2017-79>.

181. Javadinejad, S., Hannah, D., Ostad-Ali-Askari, K., Krause, S., Zalewski, M., & Boogaard, F. (2019). The Impact of Future Climate Change and Human Activities on Hydro-climatological Drought, Analysis and Projections: Using CMIP5 Climate Model Simulations. *Water Conservation Science and Engineering*. doi:10.1007/s41101-019-00069-2

182. Jennerjahn, T. C., Gilman, E., Krauss, K. W., Lacerda, L. D., Nordhaus, I., & Wolanski, E. (2017). Mangrove Ecosystems under Climate Change. *Mangrove Ecosystems: A Global Biogeographic Perspective*, 211–244. Doi:10.1007/978-3-319-62206-4_7

183. Jeong, D. I., Sushama, L., Khaliq, M. N., & Roy, R. (2013). A copulabased multivariate analysis of Canadian RCM projected changes to flood characteristics for northeastern Canada. *Climate Dynamics*, 42(7-8), 2045-2066. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1851-4>.

184. Jiang, R., Wang, Y., Xie, J., Zhao, Y., Li, F., & Wang, X. (2019). Assessment of extreme precipitation events and their teleconnections to El Niño Southern Oscillation, a case study in the Wei River Basin of China. *Atmospheric Research*, 218, 372–384. doi:10.1016/j.atmosres.2018.12.015

185. Jiang, T., Kundzewicz, Z.W. & Su, B. (2008). Changes in monthly precipitation and flood hazard in the Yangtze River Basin, China. *International Journal of Climatology*, 28(11), 1471-1481.

186. Jiang, X., Yang, L., & Tatano, H. (2019). Assessing spatial flood risk from multiple flood sources in a small river basin: A method based on multivariate design rainfall. *Water*, 11(5), 1031. <https://doi.org/10.3390/w11051031>

187. Kadik, B. (1983). Contribution à l'étude du Pin d'Alep (*Pinus halepensis* Mill.) en Algérie. *Écologie, dendrométrie, morphologie*. O.P.U. Alger.

188. Kao, S. C., & Govindaraju, R. S. (2007). A bivariate frequency analysis of extreme rainfall with implications for design. *Journal of Geophysical Research*, 112, D13119. <https://doi.org/10.1029/2007JD008522>.

- 189.** Karahacane H., Meddi M., Zhang X., Saaed H.A., Hallouz F. (2018). Correlation Between the Extreme Climate Indices and the AMO Index in Northern Algeria. In: Kallel A., Ksibi M., Ben Dhia H., Khélifi N. (eds) *Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions*. EMCEI 2017. *Advances in Science, Technology & Innovation (IEREK Interdisciplinary Series for Sustainable Development)*. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_238
- 190.** Karahacane H., Meddi M., Chebana F., Saaed HA. (2020). Complete multivariate flood frequency analysis, applied to northern Algeria. *J Flood Risk Management*. e12619. <https://doi.org/10.1111/jfr3.12619>
- 191.** Karlsson, I. B., Sonnenborg, T. O., Refsgaard, J. C., Trolle, D., Børgesen, C. D., Olesen, J., et al. (2016). Combined effects of climate models, hydrological model structures and land use scenarios on hydrological impacts of climate change. *Journal of Hydrology*, 535, 301–317. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.01.069
- 192.** Karmakar, S., Simonovic, S. P. (2007). Flood frequency analysis using copula with the mixed marginal distribution. *Water Resources Research Report n_055*. University of Western Ontario. Department of Civil and Environmental Engineering.
- 193.** Katsoulis, B.D. & Hatzianastassiou, N. (2005). Analysis of hot spell characteristics in the Greek region." *Climate Research*, 28, 229-241.
- 194.** Katz, R. W., Parlange, M. B. & Naveau, P. (2002). Statistics of extremes in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25(8–12), pp 1287–1304.
- 195.** Keggenhoff, I., Elizbarashvili, M., Amiri-Farahani, A., & King, L. (2014). Trends in daily temperature and precipitation extremes over Georgia, 1971–2010. *Weather and Climate Extremes*, 4, 75–85. doi:10.1016/j.wace.2014.05.001
- 196.** Kendall, M. G. (1975). *Rank correlation methods* (4th ed.). London, UK: Charles Griffin.
- 197.** Ketrouti, K., Meddi, M., & Abdesselam B. (2012). Étude des crues extrêmes en Algérie : cas du bassin-versant de la Tafna. *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 23(4), 297–305. <https://doi.org/10.1684/sec.2012.0353>.
- 198.** Khaliq, M. N., Ouarda, T. B. M. J., Gachon, P., Sushama, L., & St-Hilaire, A. (2009). Identification of hydrological trends in the presence of serial and cross correlations: A review of selected methods and their application to annual flow regimes of Canadian rivers. *Journal of Hydrology*, 368, 117–130.
- 199.** Khaliq, M. N., Ouarda, T. B. M. J., Ondo, J.-C., Gachon, P., & Bobée, B. (2006). Frequency analysis of a sequence of dependent and/or non-stationary hydro-meteorological observations: A review. *Journal of Hydrology*, 329(3-4), 534–552. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.03.004
- 200.** Khaliq, M.N., Ouarda, T.B.M.J., St-Hilaire, A. & Gachon, P. (2007). Bayesian change-point analysis of heat spell occurrences in Montreal, Canada." *International Journal of Climatology*, 27, 805–818.
- 201.** Kharin, V.V., Zwiers, F.W. (2005). Estimating extremes in transient climate change simulations. *Journal of Climate* 18, 1156–1173.
- 202.** Khoir, A. N., Mamlu'atur, R., Safiril, 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>
- 203.** Khronostat (1998). *Logiciel d'analyse statistique de séries chronologiques*. IRD ex: ORSTOM Ed Paris. <http://www.hydrosciences.org/spip.php?article1000>
- 204.** 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>
- 205.** Kim, G., Silvapulle, M. J., & Silvapulle, P. (2007). Comparison of semiparametric and parametric methods for estimating copulas. *Computational Statistics & Data Analysis*, 51(6), 2836–2850.
- 206.** Kim, G.-U., Seo, K.-H., & Chen, D. (2019). Climate change over the Mediterranean and current destruction of marine ecosystem. *Scientific Reports*, 9(1). 9:18813. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-55303-7>
- 207.** Kim, T. W., Valdes, J. B., & Yoo, C. (2003). Nonparametric approach for estimating return periods of droughts in arid regions. *Journal of Hydrologic Engineering*, 8(5), 237–246.

- 208.** Kim, W. M. & Raible, C. C. (2020). Dynamics of the Mediterranean droughts from 850 to 2099 AD in the Community Earth System Model, *Clim. Past Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/cp-2020-79>, in review, 2020.
- 209.** King, A. D. (2017). Attributing Changing Rates of Temperature Record Breaking to Anthropogenic Influences. *Earth's Futur.*, 5(11), 1156–1168, doi:10.1002/2017EF000611.
- 210.** King, A. D., Black, M. T., Min, S.-K., Fischer, E. M., Mitchell, D. M., Harrington, L. J., and Perkins-Kirkpatrick, S. E. (2016). Emergence of heat extremes attributable to anthropogenic influences, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 3438–3443, doi:10.1002/2015GL067448.
- 211.** Klein Tank, A.M.G., & Können, G.P. (2003). Trends in indices of daily temperature and precipitation extremes in Europe, 1946-1999. *Journal of Climate*, 16(22), 3665-3680.
- 212.** 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.
- 213.** Kløve, B., et al. (2014). Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *J. Hydrol.*, **518**, 250–266, doi:10.1016/j.jhydrol.2013.06.037. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0022169413004800>
- 214.** Knapp, A. K., et al. (2008). Consequences of More Extreme Precipitation Regimes for Terrestrial Ecosystems. *Bioscience*, **58**, 811–821.
- 215.** Knorr, W., Arneith, A., Jiang, L. (2016). Demographic controls of future global fire risk. *Nat. Clim.Chang.*, **6**, 781–785, doi:10.1038/nclimate2999.
- 216.** Kojadinovic, I., & Yan, J. (2010). Comparison of three semi parametric methods for estimating dependence parameters in copula models. *Insurance: Mathematics and Economics*, 47(1), 52–63.
- 217.** Kuglitsch, F.G., Toreti, A., Xoplaki, E., Della-Marta, P.M., Zerefos, C., Türkes, M., Luterbacher, J. (2010). Heat wave changes in the eastern Mediterranean since 1960. *Geophysical Research Letters*, 37, L04802.
- 218.** Kundzewicz, Z. W., Graczyk, D., Maurer, T., Pinskiwar, I., Radziejewsky, M., Svensson, C., & Szwed, M. (2005). Trend detection in river flow series: 1. Annual maximum flow. *Hydrological Sciences Journal*, 50, 797–810.
- 219.** Kundzewicz, Z. W., Mata, L. J., Arnell, N. W., Doll, P., Kabat, P., Jimenez, B., et al. (2007). Freshwater resources and their management. *Climate change 2007: Impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 172-210.
- 220.** Lahlah, S. (2004). Les inondations en Algérie. *Actes des Journées Techniques/ Risques Naturels : Inondation, Prévision, Protection /Batna 15/16/décembre 2004*
- 221.** Lam, D., Thompson, C., Croke, J. (2016). Improving at-site flood frequency analysis with additional spatial information: a probabilistic regional envelope curve approach. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 31(8), 2011–2031; <https://doi.org/10.1007/s00477-016-1303-x>
- 222.** Lang, M., Ouarda TBMJ., Bobee B. (1999). Towards operational guidelines for over-threshold modeling. *J Hydrol* 225:103–117.
- 223.** Lee, O., Sim, I. & Kim, S. (2019). Application of the non-stationary peak-over-threshold methods for deriving rainfall extremes from temperature projections *Journal of Hydrology*, <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124318>
- 224.** 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.
- 225.** Leng, G., & Hall, J. (2018). Crop yield sensitivity of global major agricultural countries to droughts and the projected changes in the future. *Science of The Total Environment*. doi:10.1016/j.scitotenv.2018.10.434
- 226.** Leonard, M., Metcalfe, A., & Lambert, M. (2008). Frequency analysis of rainfall and streamflow extremes accounting for seasonal and climatic partitions. *Journal of Hydrology*, 348(1–2), 135–147.

227. 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), pp.125-141.
228. Li, X., Zhou, Y., Asrar, G. R., Imhoff, M., & Li, X. (2017). The surface urban heat island response to urban expansion: A panel analysis for the conterminous United States. *Science of The Total Environment*, 605-606, 426–435. doi:10.1016/j.scitotenv.2017.06.229
229. Li, Y. L., Tao, H., Yao, J., & Zhang, Q. (2016). Application of a distributed catchment model to investigate hydrological impacts of climate change within Poyang Lake catchment (China). *Hydrology Research*, 47(S1), 120–135. doi:10.2166/nh.2016.234
230. Lindström, G. & Bergström, S. (2004). Runoff trends in Sweden 1807-2002. *Hydrological Sciences Journal*, 49(1), 69-83.
231. 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>.
232. Lionello, P., & Scarascia, L. (2020). The relation of climate extremes with global warming in the Mediterranean region and its north versus south contrast. *Regional Environmental Change*, 20(1). doi:10.1007/s10113-020-01610-z
233. Lionello, P., Abrantes, F., Gacic, M., et al. (2014). The climate of the Mediterranean region: research progress and climate change impacts. *Reg Environ Change* 14, 1679–1684. <https://doi.org/10.1007/s10113-014-0666-0>
234. Liu, Y. R., Li, Y. P., Ma, Y., Jia, Q. M., & Su, Y. Y. (2019). Development of a Bayesian-copula-based frequency analysis method for hydrological risk assessment – The Naryn River in Central Asia. *Journal of Hydrology*, 580, 124349. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2019.124349>.
235. Lloyd-Hughes, B., & Saunders, M.D. (2002). A drought climatology for Europe. *International Journal of Climatology*, 22(13), 1571-1592.
236. Loaiza, W., Kayano, M., Andreoli, R., et al. (2020). Streamflow intensification driven by the Atlantic multidecadal oscillation (AMO) in the Atrato River Basin, Northwestern Colombia. *Water* 12:216. <https://doi.org/10.3390/w12010216>
237. Lopez-Bustins, J. A., Martin-Vide, J., Arbiol Roca, L., Marc Prohom, M. (2017). Intraannual variability of the Western Mediterranean Oscillation (WeMO) and occurrence of extreme torrential rainfall in Catalonia (NE Iberia). Conference: European Geosciences Union (EGU) General Assembly April 2017
238. Lubes-Niel, H., Masson, J., Servat, E., Paturel, J. E., Kouame, B., Boyer, J. F. (1994). Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par application des tests statistiques – Etude bibliographique. ORSTOM, Montpellier, rapport n°3.
239. Luminda, N., Gunawardhana, Ghazi A, Al-Rawas (2014). Trends in extreme temperature and precipitation in Muscat, Oman. *Evolving Water Resources Systems: Understanding, Predicting and Managing Water–Society Interactions Proceedings of ICWRS2014*, Bologna, Italy, June 2014 (IAHS Publ. 364, 2014).
240. Luo, M. & Lau, N-C. (2020). Summer heat extremes in northern continents linked to developing ENSO events. *Environ. Res. Lett.* 15 074042. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab7d07>
241. Madrigal-González, J., Ballesteros-Cánovas, J. A., Herrero, A., Ruiz-Benito, P., Stoffel, M., Lucas-Borja, M. E et al. (2017). Forest productivity in southwestern Europe is controlled by coupled North Atlantic and Atlantic Multidecadal Oscillations. *Nature Communications*, 8(1):2222. doi:10.1038/s41467-017-02319-0
242. Mann, H. B. (1945). Non-parametric tests against trend. *Econometrica*, 13, 245–259.
243. Mann, M. E., et al. (2017). Influence of anthropogenic climate change on planetary wave resonance and extreme weather events. *Sci Rep* 7:45242.
244. Mariotti, A., & Dell’Aquila, A. (2011). Decadal climate variability in the Mediterranean region: roles of large-scale forcings and regional processes. *Climate Dynamics*, 38(5-6), 1129–1145. doi:10.1007/s00382-011-1056-7
245. Martin, E. R., & Thorncroft, C. D. (2014) Sahel rainfall in multimodel CMIP5 decadal hindcasts. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 2169–2175, doi:https://doi.org/10.1002/2014GL059338.
246. Martin-Vide, J., & Lopez-Bustins, J.-A. (2006). The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, 26(11), 1455–1475. doi:10.1002/joc.1388

- 247.** 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. doi:10.1038/s41586-019-1149-8
- 248.** McGregor, G. (2017). Hydroclimatology, modes of climatic variability and stream flow, lake and groundwater level variability. *Progress in Physical Geography*, 41(4), 496–512. doi:10.1177/0309133317726537
- 249.** McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. In: Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology, Anaheim, California, 17-22 Jan 1993, pp. 179-184.
- 250.** Mebarki, A. & Laborde, J.P. (2012). La cartographie, outil de valorisation des données de mesures. Application aux bilans d'eau de l'Algérie du nord. Colloque international, ABHCSM, Constantine, 4-5 juin 2012.
- 251.** Meddi, M. & Hubert, P. (2003). Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-ouest de l'Algérie Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions (Proceedings of an international symposium held at Montpellier, April 2003). IAHS Publ. no. 278, 229–235
- 252.** Meddi, M. M., Assani, A. A. & Meddi, H. (2010). Temporal Variability of Annual Rainfall in the Macta and Tafna Catchments, Northwestern Algeria. *Water Resour Manage* 24, 3817–3833. <https://doi.org/10.1007/s11269-010-9635-7>
- 253.** Meddi, M., & Belhadj Bouchaib, F. (2010). Etude des crues dans le bassin du Chelif. Application de la méthode du Gradex. *Revue « Nature et Technologie »*. n_03/Juin 2010. Pages 21 à 28.
- 254.** Meddi, M., & Boucefiane, A. (2013). Climate Change Impact on Groundwater in Cheliff-Zahrez Basin (Algeria). *APCBEE Procedia*, 5, 446–450. doi:10.1016/j.apcbee.2013.05.077
- 255.** Meddi, M., Toumi, S., & Assani, A. A. (2017). Application of the Lmoments approach to the analysis of regional flood frequency in northern Algeria. *International Journal of Hydrology Science and Technology*, 7(1), 77–102.
- 256.** Meinshausen, M., Meinshausen, N., Hare, W., Raper, S. C. B., Frieler, K., Knutti, R., Frame, D. J., Allen, M. R. (2009). Greenhouse-gas emission targets for limiting global warming to 2 °C. *Nature*, 458(7242), 1158–1162. doi:10.1038/nature08017
- 257.** Merabti A., Meddi, M., Martins, D.S. & Pereira, L.S. (2018). Comparing SPI and RDI applied at local scale as influenced by climate. *Water Resour. Manage.*, 32, 1071- 1085.
- 258.** Miller, S.A., Moore, F.C. Climate and health damages from global concrete production. *Nat. Clim. Chang.* 10, 439–443 (2020). <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0733-0>
- 259.** Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C. (2011). Human contribution to more intense precipitation extremes. *Nature*, 470(7334), 378-381.
- 260.** Miralles, D. G., Gentile, P., Seneviratne, S. I., & Teuling, A. J. (2018). Land-atmospheric feedbacks during droughts and heatwaves: state of the science and current challenges. *Annals of the New York Academy of Sciences*, doi:10.1111/nyas.13912.
- 261.** Mitchell, D., et al. (2016). Attributing human mortality during extreme heat waves to anthropogenic climate change. *Environ Res Lett* 11:74006.
- 262.** Moravec, V., Markonis, Y., Rakovec, O., Kumar, R., & Hanel, M. (2019). A 250-year European drought inventory derived from ensemble hydrologic modelling. *Geophysical Research Letters*. doi:10.1029/2019gl082783
- 263.** MRE (Ministère des Ressources en Eau) (2018). Prise en charge de la problématique des inondations. Conférence Nationale sur les risques majeurs CIC / 22-23 octobre 2018.
- 264.** Najafi, M.R. & Moazami, S. (2016). Trends in total precipitation and magnitude-frequency of extreme precipitation in Iran, 1969-2009. *International Journal of Climatology*, 36(4), 1863–1872. <https://doi.org/10.1002/joc.4465>.
- 265.** Nalley, D., Adamowski, J., Khalil, B., Ozga-Zielinski, B. (2013). Trend detection in surface air temperature in Ontario and Quebec, Canada during 1967–2006 using the discrete wavelet transform. *Atmos Res* 132–133:375–398. doi:10.1016/j.atmosres.2013.06.011
- 266.** Nayak, M. A., & Villarini, G. (2016). Evaluation of the capability of the Lombard test in detecting abrupt changes in variance. *Journal of Hydrology*, 534, 451–465. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.01.016>.

267. NERC. (1975). Flood studies report (in five volumes). London, UK: Natural Environment Research Council.
268. Nguimalet, C. R. (2017). Changements enregistrés sur les extrêmes hydrologiques de l'Oubangui à Bangui (République centrafricaine) : analyse des tendances. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 30 (3), 183–196. <https://doi.org/10.7202/1044246ar>
269. Nigam, S., Guan, B. & Ruiz-Barradas, A. (2011). Key role of the Atlantic multidecadal oscillation in 20th century drought and wet periods over the Great Plains. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L16713, <https://doi.org/10.1029/2011GL048650>.
270. Nouaceur Z., Turki I. & Laignel, B. (2013). Changements climatiques au Sahel : des conditions plus humides et plus chaudes en Mauritanie? *Sécheresse*, 24, 85-95.
271. O'Reilly, C. H., Woollings, T., & Zanna, L. (2017). The Dynamical Influence of the Atlantic Multidecadal Oscillation on Continental Climate. *Journal of Climate*, 30(18), 7213–7230. doi:10.1175/jcli-d-16-0345.1
272. Orłowsky, B., Seneviratne, S. I. (2011). Global changes in extremes events: Regional and seasonal dimension. *Climatic Change*, doi:10.1007/s10584-011-0122-9.
273. Orłowsky, B., Seneviratne, S. I. (2013). Elusive drought: uncertainty in observed trends and short- and long-term CMIP5 projections. *Hydrol Earth Syst Sci* 17(5):1765–1781. doi:10.5194/hess-17-1765-2013
274. 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.
275. Otto, F. E. L., Van Der Wiel, K., Van Oldenborgh, G. J., Philip, S., Kew, S. F., Uhe, P., Cullen, H. (2017). Climate change increases the probability of heavy rains in Northern England/Southern Scotland like those of storm Desmond - a real-time event attribution revisited. *Env Res Lett* <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa9663>
276. Otto, F.E.L., Philip, S., Kew, S. et al. (2018). Attributing high-impact extreme events across timescales—a case study of four different types of events. *Climatic Change* 149, 399–412 <https://doi.org/10.1007/s10584-018-2258-3>
277. Ouarda, T. B. M. J. (2017). Chapter 77: Regional flood frequency modeling. In V. P. Singh (Ed.), *Handbook of Applied Hydrology*. (2nd ed.) New York, NY, USA: MacGraw-Hill Book Company.
278. Ouarda, T. B. M. J., Charron, C., Kumar, K. N., Phanikumar, D. V., Molini, A., & Basha, G. (2019). Nonstationary warm spell frequency analysis integrating climate variability and change with application to the Middle East. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-019-04866-2
279. Ouarda, T.B.M.J. & Charron, C. (2019). Changes in the distribution of hydro-climatic extremes in a non-stationary framework. *Sci Rep* 9, 8104. <https://doi.org/10.1038/s41598-019-44603-7>
280. Pal, A. B., Khare, D., Mishra, P. K., & Singh, L. (2017). Trend analysis of rainfall, temperature and runoff data: a case study of Rangoon watershed in Nepal. *International Journal of Students' Research in Technology & Management*, 5(3), 21-38. <https://doi.org/10.18510/ijstrtm.2017.535>
281. 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>
282. Pall, P., Aina, T., Stone, DA., Stott, P.A., Nozawa, T., Hilberts, A.G.J., Lohmann, D., Allen, M.R. (2011). Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. *Nature*, 470(7334), 382-385.
283. Palmer, W.C. (1965). *Meteorological Drought*. Report 45, US Weather Bureau, Washington, DC.
284. Parmesan, C., Yohe, G. (2003). A globally coherent fingerprint of climate change impacts across natural systems. *Nature*, 421, 37–42, doi:10.1038/nature01286. <http://www.nature.com/articles/nature01286> (Accessed June 14, 2020).
285. Pasqui, M., & Di Giuseppe, E. (2019). Climate change, future warming, and adaptation in Europe. *Animal Frontiers*, 9(1), 6–11. doi:10.1093/af/vfy036

- 286.** Peters, G. P., Le Quéré, C., Andrew, R. M., Canadell, J. G., Friedlingstein, P., Ilyina, T., Jackson, R.B., Joos, F., Korsbakken, J.I., McKinley, G.A., Stephen Sitch, S., Tans, P. (2017). Towards real-time verification of CO₂ emissions. *Nature Climate Change*, 7(12), 848–850.
- 287.** Petrow, T. & Merz, B. (2009). Trends in flood magnitude, frequency and seasonality in Germany in the period 1951-2002. *Journal of Hydrology*, 371(1-4), 129-141.
- 288.** Pettitt, A. N. (1979). A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Applied Statistics* 28: 126-135.
- 289.** Philandras, C. M., Nastos, P. T., Kapsomenakis, J., Douvis, K. C., Tselioudis, G., & Zerefos, C. S. (2011). Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(12), 3235–3250. doi:10.5194/nhess-11-3235-2011
- 290.** Philip, S., Kew, S. F., Van Oldenborgh, G. J., Otto, F., O’Keefe, S., Hausteijn, K., et al. (2017). Attribution analysis of the Ethiopian drought of 2015. *J Clim*, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0274.1>
- 291.** Pisano, A., Marullo, S., Artale, V., Falcini, F., Yang, C., Leonelli, F. E et al. (2020). New Evidence of Mediterranean Climate Change and Variability from Sea Surface Temperature Observations. *Remote Sensing*, 12(1), 132. doi:10.3390/rs12010132
- 292.** Pitman, A. J., Avila, F. B., Abramowitz, G., Wang, Y. P., Phipps, S. J., & de 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.
- 293.** Porto de Carvalho, J. R., Assad, E. D., De Oliveira, A. F., & Silveira Pinto, H. (2014). Annual maximum daily rainfall trends in the Midwest, southeast and southern Brazil in the last 71 years. *Weather and Climate Extremes*, 5-6, 7–15. doi:10.1016/j.wace.2014.10.001
- 294.** Prudhomme, C., Giuntoli, I., Robinson, E. L., Clark, D. B., Arnell, N. W., Dankers, R., et al. (2013). Hydrological droughts in the 21st century, hotspots and uncertainties from a global multimodel ensemble experiment. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111(9), 3262–3267. doi:10.1073/pnas.1222473110
- 295.** Rajeevan, M., Bhatte, J., Jaswal, A.K. (2008). Analysis of variability and trends of extreme rainfall events over India using 104 years of gridded daily rainfall data. *Geophysical Research Letters*, 35, L18707.
- 296.** Rao, A. R., & Hamed, K. H. (2000). *Flood frequency analysis*. Boca Raton, FL: CRC Press.
- 297.** Ray, A., Rakshit, S., Basak, G.K., Dana, S. K., & Ghosh, D. (2020). Understanding the origin of extreme events in El Niño southern oscillation. *Physical review E* 101, 062210. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.101.062210>
- 298.** Raymond, F., Ullmann, A., Trambly, 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>
- 299.** Reddy, J.M. & Poulomi Ganguli. (2012) Bivariate flood frequency analysis of upper Godavari River flows using Archimedean Copulas. *Water Resources Management* 26:3995–4018. <https://doi.org/10.1007/s11269-012-0124-z>.
- 300.** Redolat, D., Monjo, R., Lopez-Bustins, J. A., Martin-Vide, J. (2019). 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>
- 301.** Renard, B., & Lang, A. (2006). Use of a Gaussian copula for multivariate extreme value analysis: Some case studies in hydrology. *Advances in Water Resources*, 30, 897–912.
- 302.** Renard, B., M. Lang, P. Bois, A. Dupeyrat, O. Mestre, H. Niel, E. Sauquet, C. Prudhomme, S. Parey, E. Paquet, L. Neppel, & Gailhard, J. (2008). Regional methods for trend detection: Assessing field significance and regional consistency. *Water Resources Research*, 44, W08419.
- 303.** Requena, A. I., Mediero, L., & Garrote, L. (2013). A bivariate return period based on copulas for hydrologic dam design: Accounting for reservoir routing in risk estimation. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 3023–3038.
- 304.** Requena, A. I., Ouarda, T. B. M. J., & Chebana, F. (2016). Regional flood estimation: A daily streamflow approach. In *American Geophysical Union Fall Meeting - AGU*, 12-16 December 2016, San Francisco, USA.

- 305.** Reyer, C. P. ., Otto, I. M., Adams, S., Albrecht, T., Baarsch, F., Carlsburg, 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>
- 306.** Rezak, S. (2014). Hydrologie Algérienne : Synthèse des apports de crues sur SIG. Thèse de doctorat Es-sciences. Faculté d'Architecture et de Génie Civil, Département d'Hydraulique, Université des Sciences et de la Technologie d'Oran Mohamed Boudiaf.
- 307.** Rizou, D., Flocas, H. A., Athanasiadis, P. & Bartzokas, A. (2015). Relationship between the Indian summer monsoon and the large-scale circulation variability over the Mediterranean. *Atmos. Res.* 152, 159–169.
- 308.** Romali, N. S. & Yusop, Z. (2017). Frequency Analysis of Annual Maximum Flood for Segamat River. *MATEC Web of Conferences* 103, 04003, <https://doi:10.1051/mateconf/201710304003>
- 309.** Romanowicz, R. J., Bogdanowicz, E., Debele, S. E., Doroszkiewicz, J., Hisdal, H., Lawrence, D., et al. (2016). Climate Change Impact on Hydrological Extremes: Preliminary Results from the Polish-Norwegian Project. *Acta Geophysica*, 64(2), 477–509. doi:10.1515/acgeo-2016-0009
- 310.** Rosa, Filipa. Leite. (2011) Statistical modeling of flood discharges and volumes in Continental Portugal: Convencional and bivariate analyses. Extended Abstract. Dissertation for obtaining the degree of master in Civil Engineering. Universidade Técnica de Lisboa.
- 311.** Rosner, B. (1983). Percentage Points for a Generalized ESD Many- Outlier Procedure. *Technometrics*. Vol. 25, 165–172.
- 312.** Roy, T., Valdes, J. B., Lyon, B., Demaria, E. M. C., Serrat-Capdevila, A., Gupta, H. V., et al. (2018). Assessing Hydrological Impacts of Short-term Climate Change in the Mara River Basin of East Africa. *Journal of Hydrology*. doi:10.1016/j.jhydrol.2018.08.051
- 313.** Sadiq, N. & Qureshi, M.S. (2014). Estimating recurrence intervals of extreme rainfall through a probabilistic modeling approach for different urban cities of Pakistan. *Arabian Journal for Science and Engineering*, 39(1), 191–198. <https://doi.org/10.1007/s13369-013-0848-y>.
- 314.** Sahabi-Abed, S. & Kerrouche, M. (2017). Canicule et Vague de Chaleur en Algérie : Définition - Seuils – Caractéristiques. *JAMA*, Vol. 1, 65-73, 2017
- 315.** Sahani, J., Kumar, P., Debele, S., Spyrou, C., Loupis, M., Aragão, L., Porcù, F., Shah, M. A. R., Di Sabatino, S. (2019). Hydro-meteorological risk assessment methods and management by nature-based solutions. *Science of The Total Environment*, 133936. doi:10.1016/j.scitotenv.2019.133936
- 316.** Salarpour, M., Yusop, Z., Yusof, F., Shahid, S., & Jajarmizadeh, M. (2013). Flood frequency analysis based on t-copula for Johar River, Malaysia. *Journal of Applied Sciences*, 13(7), 1021–1028.
- 317.** Salvadori, G., & De Michele, C. (2004). Frequency analysis via copulas: theoretical aspects and applications to hydrological events. *Water Resources Research*, 40, W12511. <https://doi.org/10.1029/2004wr003133>.
- 318.** Salvadori, G., De Michele, C., & Durante, F. (2011). On the return period and design in a multivariate framework. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 3293–3305. <https://doi.org/10.5194/hess-15-3293-2011>
- 319.** Salvadori, G., Durante, F., & De Michele, C. (2013). Multivariate return period calculation via survival functions. *Water Resources Research*, 49, 2308–2311. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20204>
- 320.** Salvadori, G., F. Durante, C. De Michele, M. Bernardi, and L. Petrella (2016). A multivariate copula-based framework for dealing with hazard scenarios and failure probabilities, *Water Resour. Res.*, 52, 3701–3721, doi:10.1002/2015WR017225
- 321.** Schar, C., et al. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427, 1–4
- 322.** 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, doi:10.1111/agec.12090.
- 323.** Schwartzman, A., Keeling, R.F (2020). Achieving atmospheric verification of CO₂ emissions. *Nat. Clim. Chang.* 10, 416–417. <https://doi.org/10.1038/s41558-020-0735-y>
- 324.** Schwarz, G. (1978). Estimating the Dimension of a Model. *Ann. Statist.* 6(2), 461–464. <https://doi.org/10.1214/aos/1176344136>, <https://projecteuclid.org/euclid.aos/1176344136>
- 325.** Seager, R., et al. (2014) Causes of increasing aridification of the mediterranean region in response to rising greenhouse gases. *J. Clim.* 27, 4655–4676.

- 326.** Sen, P.K. (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association*. 63 (324), 1379.
- 327.** Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C. M., 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 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.
- 328.** Sensoy, S. et al. (2013). Trends in turkey climate indices from 1960 to 2010. 6th Atmospheric Science Symposium - ATMOS 2013 3 - 5 Haziran 2013, İstanbul.
- 329.** Serdeczny, O., Adams, S., Baarsch, F., Coumou, D., Robinson, A., Hare, W., et al. (2017). Climate change impacts in Sub-Saharan Africa: from physical changes to their social repercussions. *Regional Environmental Change*, 17(6), 1585–1600. doi:10.1007/s10113-015-0910-2
- 330.** Serinaldi, F., & Kilsby, C. G. (2013). The intrinsic dependence structure of peak, volume, duration, and average intensity of hyetographs and hydrographs. *Water Resources Research*, 49, 3423–3442. <https://doi.org/10.1002/wrcr.20221>.
- 331.** Sharma, C. S., Panda, S. N., Pradhan, R. P., Singh, A., & Kawamura, A. (2016). Precipitation and temperature changes in eastern India by multiple trend detection methods. *Atmospheric Research*, 180, 211–225. doi:10.1016/j.atmosres.2016.04.019
- 332.** Sharma, J. & Ravindranath, N. (2019). Applying IPCC 2014 framework for hazard-specific vulnerability assessment under climate change. *Environ. Res. Commun.* **1**, 051004.
- 333.** 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>
- 334.** Sillmann, J., Kharin, V. V., Zhang, X., Zwiers, F. W., Bronaugh, D. (2013). Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. *J Geophys Res Atmos* 118(6):2473–2493. doi:10.1002/jgrd.50188
- 335.** Simolo, C., Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T. (2014). Increasingly warm summers in the Euro–Mediterranean zone: mean temperatures and extremes. *Reg Environ Change*. doi:10.1007/s10113-012-0373-7
- 336.** Singh, J., Vittal, H., Singh, T., Karmakar, S., & Ghosh, S. (2015). A framework for investigating the diagnostic trend in stationary and non-stationary flood frequency analyses under changing climate. *Journal of Climate Change*, 1(1–2), 47–65.
- 337.** 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, pp.34-60
- 338.** Singh, V. P. & Zhang, L. (2017). Frequency distributions Chapter 21. In: Singh VP (ed) *Handbook of applied hydrology*. McGraw-Hill Education, New York, pp 21-1–21-11
- 339.** Singh, V., & Xiaosheng, Q. (2019). Study of rainfall variabilities in Southeast Asia using long-term gridded rainfall and its substantiation through global climate indices. *Journal of Hydrology*, 124320. doi:10.1016/j.jhydrol.2019.124320
- 340.** 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
- 341.** Sklar A. (1959). Fonctions de répartition à n dimensions et leurs marges. *Publ. Inst. Statist. Univ. Paris*, 8, 229–231.
- 342.** Solow, A. R. (2015). Extreme weather, made by us? *Science*, 349(6255), 1444–1445. doi:10.1126/science.aad2132
- 343.** 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>

- 344.** Song, X., Zhang, J., Zou, X., Zhang, C., AghaKouchak, A., & Kong, F. (2019). Changes in precipitation extremes in the Beijing metropolitan area during 1960–2012. *Atmospheric Research*. doi:10.1016/j.atmosres.2019.02.006
- 345.** Stedinger, J. R. (2017). Flood frequency analysis. Chapter 76. In: Singh, V. P. (ed.). *Handbook of applied hydrology*, 2nd ed. (pp. 76.1-76.8). New York, USA: McGraw-Hill Education.
- 346.** Steffen, W., Dean, A., Rice, M. (2019) *Weather gone wild: climate change fuelled extreme weather in 2018*. Published by the Climate Council of Australia Limited.
- 347.** Stott, P. A., Stone, D. A., Allen, M. R. (2004). Human contribution to the European heatwave of 2003. *Nature* 432:610–614.
- 348.** Sun, Q., Miao, C., AghaKouchak, A., Mallakpour, I., Ji, D., & Duan, Q. (2019). Possible Increased frequency of ENSO-related dry and wet conditions over some major watersheds in a warming climate. *Bulletin of the American Meteorological Society*. doi:10.1175/bams-d-18-0258.1
- 349.** Sutanto, S. J., Wetterhall, F., & Van Lanen, H. A. J. (2020). Hydrological drought forecasts outperform meteorological drought forecasts. *Environmental Research Letters*. doi:10.1088/1748-9326/ab8b13
- 350.** Taibi, S., Meddi, M., Mahé, G., Assani, A. A. (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>
- 351.** Taibi, S., Messelmi, I., Meddi, M., Feddal, M. A. (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
- 352.** Tallaksen, L.M., Van Lanen, H. A. J. (2004). *Hydrological Drought—Processes and Estimation Methods for Streamflow and Groundwater*. *Developments in Water Sciences*, Vol. 48, Elsevier Science, 579 pp.
- 353.** Teegavarapu, R.S.V. (2013). *Floods in a changing climate: Extreme precipitation*. Cambridge: Cambridge University Press.
- 354.** Tippett, M. K. (2018). Extreme weather and climate. *npj Climate and Atmospheric Science* (2018) 1:45 ; <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0057-1>
- 355.** 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>
- 356.** Torabi Haghighi, A., Darabi, H., Shahedi, K., et al. (2020). A Scenario-Based Approach for Assessing the Hydrological Impacts of Land Use and Climate Change in the Marboreh Watershed, Iran. *Environ Model Assess* **25**, 41–57. <https://doi.org/10.1007/s10666-019-09665-x>
- 357.** Tossou, E. M., Ndiaye, M. L., Traore, V. B., Sambou, H., Kelome, N. C., Sy, B. A., Diaw, A. T. (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.
- 358.** Tosunoglu, F., Can, I., & Kahya, E. (2018). Evaluation of spatial and temporal relationships between large-scale atmospheric oscillations and meteorological drought indexes in Turkey. *International Journal of Climatology*. doi:10.1002/joc.5698
- 359.** Touazi, M., Bhiry, N., Laborde, J. P., & Achour, F. (2011). Régionalisation des débits moyens mensuels en Algérie du nord. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 24(2), 177–191. <https://doi.org/10.7202/1006110ar>.
- 360.** Trambly, Y., Badi, W., Driouech, F., El Adlouni, S., Neppel, L., & Servat, E. (2012). Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. *Global and Planetary Change*, 82-83, 104–114. doi:10.1016/j.gloplacha.2011.12.002
- 361.** Trambly, 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.org/10.5194/nhess-13-3235-2013>

- 362.** Trambly, Y., Neppel, L., Carreau, J., & Najib, K. (2013). Non-stationary frequency analysis of heavy rainfall events in southern France. *Hydrological Sciences Journal*, 58(2), 280–294. doi:10.1080/02626667.2012.754988
- 363.** Trenberth, K. E., Shea, D. J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005. *Geophysical Research Letters* 33, L12704, doi:10.1029/2006GL026894
- 364.** Trenberth, K.E., Jones, P.D., Ambenje, P., Bojariu, R., Easterling, D., Klein Tank, A., Parker, D., Rahimzadeh, F., Renwick, J.A., 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., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, pp. 235-336.
- 365.** Trigo, R. M. (2011). The Impacts of the NAO on Hydrological Resources of the Western Mediterranean. *Hydrological, Socioeconomic and Ecological Impacts of the North Atlantic Oscillation in the Mediterranean Region*, 41–56. doi:10.1007/978-94-007-1372-7_4
- 366.** Tukey, J. W. (1975). Mathematics and the picturing of data, *Proceedings of the International Congress of Mathematicians*, 2, 523-531.
- 367.** Tukimat, N. N. A., Harun, S., Tadza, M. Y. M. (2019). The potential of canonical correlation analysis in multivariable screening of climate model. *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 365 012025. doi:10.1088/1755-1315/365/1/012025
- 368.** Turkman, K.F. (1985). The Choice of Extremal Models by Akaike's Information Criterion. *Journal of Hydraulic*, Vol. 82, pp. 307-315.
- 369.** Uhe P, Otto FEL, Haustein K, van Oldenborgh GJ, King AD, Wallom DCH, Allen MR, Cullen, H. (2016). Comparison of methods: attributing the 2014 record European temperatures to human influences. *Geophys Res Lett* 43(16):8685–8693
- 370.** Ummenhofer, C.C., Meehl, G.A. (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>
- 371.** UNCCD (2017). *Global Land Outlook (First)*. Bonn, Germany: UNCCD. Retrieved from, https://www.unccd.int/sites/default/files/documents/201709/GLO_Full_Report_low_res.pdf
- 372.** Undorf, S., Bollasina, M. A. & Hegerl, G. C. (2018). Impacts of the 1900–74 increase in anthropogenic aerosol emissions from North America and Europe on Eurasian summer climate. *J. Clim.* **31**, 8381–8399
- 373.** Uzun, A. & Ustaoglu, B. (2019). Impacts of El Nino Southern Oscillation (ENSO) and North Atlantic Oscillation (NAO) on the Olive Yield in the Mediterranean Region, Turkey. 2019 8th International Conference on Agro-Geoinformatics (Agro-Geoinformatics). doi:10.1109/agro-geoinformatics.2019.8820566
- 374.** Vaghefi, S.A., Keykhai, M., Jahanbakhshi, F. et al. (2019). The future of extreme climate in Iran. *Sci Rep* **9**, 1464. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-38071-8>
- 375.** Van de Pol, M., Jenouvrier, S., Cornelissen, J. H. C., & Visser, M. E. (2017). Behavioural, ecological and evolutionary responses to extreme climatic events: challenges and directions. *Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences*, 372(1723), 20160134. doi:10.1098/rstb.2016.0134
- 376.** Van Oldenborgh GJ, Philip S, Kew S, et al. (2018). Extreme heat in India and anthropogenic climate change, *Nat Hazards Earth Syst Sci Discuss*, <https://doi.org/10.5194/nhess-2017-107>
- 377.** Vautard, R., et al. (2019). Human contribution to the record-breaking July 2019 heat wave in Western Europe. *World weather attribution*: <https://www.worldweatherattribution.org/human-contribution-to-the-record-breaking-july-2019-heat-wave-in-western-europe/> (Accédé le 05/07/2020).
- 378.** Vidal, J.P., Martin, E., Franchisteguy, L., Habets, F., Soubeyroux, J.M., Blanchard, M., Baillon, M. (2010). Multilevel and multiscale drought reanalysis over France with the Safran-Isba-Modcou hydrometeorological suite. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(3), 459-478.
- 379.** Villarini, G., J.A. Smith, and G.A. Vecchi. (2013). Changing frequency of heavy rainfall over the central United States. *Journal of Climate* 26(1): 343–350.
- 380.** Villarini, G., Smith, J. A., Serinaldi, F., Ntelekos, A. A. (2011). Analyses of seasonal and annual maximum daily discharge records for central Europe. *Journal of Hydrology*, 399(3-4), 299–312. <https://doi:10.1016/j.jhydrol.2011.01.007>

- 381.** Vincent, L. (2012). Capacity building workshop on Data Rescue and Climate Change Indices. The University of the West Indies, Mona, Jamaica 7-10 May 2012
- 382.** Vittal, H., Singh, J., Kumar, P., & Karmakar, S. (2015). A framework for multivariate data-based at-site flood frequency analysis: Essentiality of the conjugal application of parametric and nonparametric approaches. *Journal of Hydrology*, 525, 658–675. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.04.024>
- 383.** Von Storch, H. & Zwiers, F. W. (1999). *Statistical Analysis in Climate Research*, Cambridge University Press, 484 pp.
- 384.** Waha, K., Krummenauer, L., Adams, S., Aich, V., Baarsch, F., Coumou, D., et al. (2017). Climate change impacts in the Middle East and Northern Africa (MENA) region and their implications for vulnerable population groups. *Regional Environmental Change*, 17(6), 1623–1638. doi:10.1007/s10113-017-1144-2
- 385.** Wald, A., & Wolfowitz, J. (1943). An exact test for randomness in the nonparametric case based on serial correlation. *Annals of Mathematical Statistics*, 14, 378–388.
- 386.** Wallemacq, P. (2018). *Economic losses, poverty & disasters: 1998-2017*. Centre for Research on the Epidemiology of Disasters, CRED.
- 387.** Wanders, N., Wada, Y. & Van Lanen, H. A. J. (2015). Global hydrological droughts in the 21st century under a changing hydrological regime *Earth Syst. Dynam.*, 6, 1–15, 2015. doi:10.5194/esd-6-1-2015.
- 388.** Wang, B., Luo, X., Yang, Y.-M., Sun, W., Cane, M. A., Cai, W., et al. (2019). Historical change of El Niño properties sheds light on future changes of extreme El Niño. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 201911130. doi:10.1073/pnas.1911130116
- 389.** Wang, D., Hejazi, M., Cai, X., & Valocchi, A. J. (2011). Climate change impact on meteorological, agricultural, and hydrological drought in central Illinois. *Water Resources Research*, 47(9). doi:10.1029/2010wr009845
- 390.** Wang, J., Yan, Z., Quan, X.-W., & Feng, J. (2017). Urban warming in the 2013 summer heat wave in eastern China. *Climate Dynamics*, 48(9-10), 3015–3033. doi:10.1007/s00382-016-3248-7
- 391.** Wang, L., Yang, Z., Gu, X. et al. (2020). Linkages Between Tropical Cyclones and Extreme Precipitation over China and the Role of ENSO. *Int J Disaster Risk. Sci* <https://doi.org/10.1007/s13753-020-00285-8>
- 392.** Wang, X. L. & Yang, F. (2013). *RHtestsV4 User Manual*. Climate Research Division, Atmospheric Science and Technology Directorate, Science and Technology Branch, Environment Canada. 28 pp. <http://etcccdi.pacificclimate.org/software.shtml>
- 393.** Wang, X. L. (2008a) Accounting for autocorrelation in detecting mean-shifts in climate data series using the penalized maximal t or F test. *J. Appl. Meteor. Climatol*, 47, 2423-2444.
- 394.** Wang, X. L. (2008b) Penalized maximal F-test for detecting undocumented mean-shifts without trend-change. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 25 (No.3), 368-384. DOI:10.1175/2007/JTECHA982.1.
- 395.** 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>
- 396.** 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>.
- 397.** Wang, Z., Wen, X., Lei, X., Tan, Q., Fang, G., & Zhang, X. (2019). Effects of different statistical distribution and threshold criteria in extreme precipitation modelling over global land areas. *International Journal of Climatology*. doi:10.1002/joc.6305
- 398.** Wazneh, H. (2015). *Approches flexibles et optimales en analyse fréquentielle régionale des crues en se basant sur les fonctions de profondeur*. Thèse présentée pour l’obtention du grade de Philosophiae Doctor (Ph. D.) en sciences de l’Eau. Université du Québec; Institut Nationale de la Recherche Scientifique; Eau, Terre et Environnement. p : 19-21.
- 399.** Wellesley, Preston, F., Lehne, J., Bailey, R. (2017). Chokepoints in global food 1 trade: Assessing the risk. *Res. Transp. Bus. Manag.*, 25, 15–28, doi:10.1016/J.RTBM.2017.07.007. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S2210539517300172>

- 400.** Westra, S., Alexander, L. V., & Zwiers, F. W. (2013). Global increasing trends in annual maximum daily precipitation. *Journal of Climate*, 26(11), 3904-3918. doi:10.1175/jcli-d-12-00502.1
- 401.** Whan, K. & Zwiers, F. (2016). Evaluation of extreme rainfall and temperature over North America in CanRCM4 and CRCM5. *Climate Dynamics*, **46**, 3821-3843.
- 402.** Wi, S., Valdés, J. B., Steinschneider, S., & Kim, T.-W. (2015). Non-stationary frequency analysis of extreme precipitation in South Korea using peaks-over-threshold and annual maxima. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 30(2), 583–606. doi:10.1007/s00477-015-1180-8
- 403.** WMO (1989). *Statistical Distributions for Flood Frequency Analysis*. WMO-No. 718 and Operational Hydrology Report No. 33.
- 404.** Wong, W.K., Beldring, S., Engen-Skaugen, T., Haddeland, I., Hisdal, H. (2011). Climate change effects on spatiotemporal patterns of hydroclimatological summer droughts in Norway. *J. Hydrometeorol.* **12**, 6, 1205-1220, DOI: 10.1175/2011JHM1357.1.
- 405.** Woolf, D. K., Challenor, P. G and Cotton, P. D. (2002). Variability and predictability of the North Atlantic wave climate, *J. Geophys.Res.*, 107(C10), 3145, doi:10.1029/2001JC001124, 2002.
- 406.** Wu, H., & Qian, H. (2016). Innovative trend analysis of annual and seasonal rainfall and extreme values in Shaanxi, China, since the 1950s. *International Journal of Climatology*, 37(5), 2582–2592. doi:10.1002/joc.4866
- 407.** Wu, Y., Lall, U., Carlos H.R. Lima, C. H. R., Zhong, P. (2018). Local and regional flood frequency analysis based on hierarchical Bayesian model: application to annual maximum streamflow for the Huaihe River basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/hess-2018-22>
- 408.** Xie, H., Li, D., & Xiong, L. (2014). Exploring the ability of the Pettitt method for detecting change point by Monte Carlo simulation. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 28(7),1643–1655. <https://doi.org/10.1007/s00477-013-0814-y>.
- 409.** 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>.
- 410.** Yamani, K., Hazzab, A., Sekkoum, M., & Slimane, T. (2016). Mapping of vulnerability of flooded area in arid region. Case study: Area of Ghardaia-Algeria. *Modeling Earth Systems and Environment*,2, 147.
- 411.** Yang, W., Xiao, C., Liang, X., & Zhang, Z. (2019). Two baseflow separation methods based on daily average gage height and discharge. *Water Supply*, 19, 1978–1985. <https://doi.org/10.2166/ws.2019.074>
- 412.** Yeh, S.-W., Kug, J.-S., Dewitte, B., Kwon, M.-H., Kirtman, B. P., & Jin, F.-F. (2009). El Niño in a changing climate. *Nature*, 461(7263), 511–514. doi:10.1038/nature08316
- 413.** You, Q., Kang, S., Aguilar, E., & Yan, Y. (2008). Changes in daily climate extremes in the eastern and central Tibetan Plateau during 1961–2005. *Journal of Geophysical Research*, 113(D7). doi:10.1029/2007jd009389
- 414.** Yuan, Y & Yang, S. (2012). Impacts of different types of El Niño on the East Asian climate: focus on ENSO cycles. *J Clim* 25:7702–7722. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00576.1
- 415.** Yue, S., et al. (1999). The Gumbel mixed model for flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 226(1-2), 88–100.
- 416.** Yue, S., Ouarda, T. B. M. J., Bobée, B., Legendre, P., & Bruneau, P. (2002). Approach for describing statistical properties of flood hydrograph. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7, 147–153.
- 417.** Zenati, N & Messadi, D. (2014). Systeme d'évaluation de la qualite des eaux superficielles-application au bassin versant côtier Constantinois Est. *Revue LJEE, ENSH*.
- 418.** Zeroual, A., Assani, A. 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. *Hydrology Research*, 48 (2): 584–595. doi: <https://doi.org/10.2166/nh.2016.244>
- 419.** Zeroual, A., Assani, A. A., Meddi, M., & Alkama, R. (2018). Assessment of climate change in Algeria from 1951 to 2098 using the Köppen–Geiger climate classification scheme. *Climate Dynamics*. doi:10.1007/s00382-018-4128-0
- 420.** 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>.

- 421.** Zhang, L. (2005). Multivariate hydrological frequency analysis and risk mapping. LSU Doctoral Dissertations, 1351, 174–224.
- 422.** Zhang, L., & Singh, V. P. (2006). Bivariate flood frequency analysis using copula methods. *Journal of Hydrologic Engineering*, 11(2), 150–164.
- 423.** Zhang, W., & Zhou, T. (2019). Increasing impacts from extreme precipitation on population over China with global warming. *Science Bulletin*. doi:10.1016/j.scib.2019.12.002
- 424.** Zhang, X. & Yang, F. (2004). “RClimDex (1.0) User Manual,” Climate Research Branch Environment Canada Downs view, Ontario
- 425.** Zhang, X., Alexander, L., Hegerl, G. C., Jones, P., Tank, A. K., Peterson, T. C., Blair Trewin, B., Zwiers, F. W. (2011). Indices for monitoring changes in extremes based on daily temperature and precipitation data. *WIREs Clim Change* 2011, 2:851–870. doi: 10.1002/wcc.147
- 426.** Zhanling, L., Yuehua, W., Wei, Z., Zongxue, X., Zhanjie, L. (2016). Frequency Analysis of High Flow Extremes in the Yingluoxia Watershed in Northwest China. *Water*, 8, 215; [https://doi:10.3390/w8050215](https://doi.org/10.3390/w8050215)
- 427.** Zhao, C., Liu, B., Piao, S., Wang, X., Lobell, D. B., Huang, Y., et al. (2017). Temperature increase reduces global yields of major crops in four independent estimates. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 114(35), 9326–9331. doi:10.1073/pnas.1701762114
- 428.** Zhou, J., Li, Q., Wang, L., Lei, L., Huang, M., Xiang, J., Feng, W., Zhao, Y., Xue, D., Liu, C., Wei, W., Zhu, G. (2019). Impact of Climate Change and Land-Use on the Propagation from Meteorological Drought to Hydrological Drought in the Eastern Qilian Mountains. *Water* 2019, 11, 1602.
- 429.** Zhou, T., Liu, Z., Jin, J., & Hu, H. (2019). Assessing the impacts of univariate and bivariate flood frequency approaches to flood risk accounting for reservoir operation. *Water*, 11(3), 475. <https://doi.org/10.3390/w11030475>.

Webographie

- 430.** Rafferty, J. P (2019). North Atlantic Oscillation. *Encyclopædia Britannica*. Encyclopædia Britannica, inc. <https://www.britannica.com/science/North-Atlantic-Oscillation> (consulté le 18/08/2020).