

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

Analyse statistique et synthèse cartographique des pluies journalières et infra-journalières en Algérie du Nord.

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 6-0004-18

APA Citation (توثيق APA):

Atbi, Samia (2018). Analyse statistique et synthèse cartographique des pluies journalières et infra-journalières en Algérie du Nord[Thèse de master, ENSH].

The digital repository of the Higher National School for Hydraulics "Digital Repository of ENSH" is a platform for valuing the scientific production of the school's teachers and researchers.

Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...) and broadcasting it online.

Digital Repository of ENSH is built on the open DSpace software platform and is managed by the Library of the National Higher School for Hydraulics. <http://dspace.ensh.dz/jspui/>

المستودع الرقمي للمدرسة الوطنية العليا للري هو منصة خاصة بثمين الإنتاج العلمي لأساتذة و باحثي المدرسة.

يهدف المستودع الرقمي للمدرسة إلى حصر الإنتاج العلمي سواء كان منشورا أو غير منشور (أطروحات، مطبوعات، مبداعات، مقالات، دوريات، كتب....) و بثه على الخط.

المستودع الرقمي للمدرسة مبني على المنصة المفتوحة DSpace و يتم إدارته من طرف مديرية المكتبة للمدرسة العليا للري.

كل الحقوق محفوظة للمدرسة الوطنية العليا للري.

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE -ARBAOUI Abdellah-

DEPARTEMENT D'HYDRAULIQUE URBAINE

MEMOIRE DE MASTER

Pour l'obtention du diplôme de Master en Hydraulique

Option: ALIMENTATION EN EAU POTABLE

THEME :

Analyse statistique et synthèse cartographiques des pluies journalières et infra-journalières en Algérie du Nord

Présenté Par :

ATBI Samia

Devant les membres du jury

Nom et Prénoms	Grade	Qualité
M ^r RASSOUL.A	M.C.A	Président
M ^r KAHLERRAS.D	M.C.B	Examineur
M ^{me} AMMOUR.F	M.A.A	Examinatrice
M ^{me} SALHI.C	M.A.A	Examinatrice
M ^r BOUKHELIFA.M	M.A.A	Promoteur

Juin- 2018

Remerciements

Je remercie tout d'abord, Dieu de m'avoir donné la puissance, la volonté et le courage pour établir ce modeste travail de recherche.

Toute ma gratitude et mes sincères remerciements à mon encadreur Mr Boukhelifa. M pour sa disponibilité, son professionnalisme et surtout, pour son savoir faire et ses efforts pour mener à bien ce travail.

Mon respect aux membres de jury qui me feront l'honneur d'évaluer mon travail.

Mes remerciements s'adressent également l'ensemble des enseignants de l'E.N.S.H qui ont contribué à ma formation et à tous ceux qui ont contribué de près ou loin à l'élaboration de ce travail.

Samia Atbi

Dédicace

Je dédie ce travail à la mémoire de ma MÈRE , à mon cher PÈRE, que ce modeste travail soit l'exaucement de vos vœux tant formulés, le fruit de vos innombrables sacrifices, bien que je ne vous en acquitterai jamais assez.

*A mes chers et adorables FRÈRES et SŒURS
Pour leurs soutiens infinis et leurs aides incessantes, a qui je souhaite un meilleur avenir*

*A ma meilleure amie « Asmaa », qui était toujours à mes cotés pour
Son soutien et son amour*

*A mes chères amies : Amina, Chahrazed, Narimène, Nihed , Safaâ ,
Houria et Nadjet*

Et à tous ceux qui ont su m'apporter aide et soutien aux moments propices, Je dédie ce travail, reconnaissant et remerciant chaleureusement.

Samia Atbi

ملخص:

إن تقدير إحصاءات الأمطار هو مجال شاسع يطرح تحديات كثيرة لأخصائيي الأرصاد الجوية والهيدرولوجيا. في بعض الأحيان ، من الضروري تحديد قيمة الأمطار القصوى للمواقع التي تحتوي على بيانات قليلة أو معدومة ، بالإضافة إلى فترات عودتها. تعتبر هذه القيم القصوى للمتغيرات المناخية ذات أهمية كبيرة خاصة عند الحديث عن المخاطر حيث يوفر تقدير تكرار هطول الأمطار الغزيرة عناصر أساسية لبناء البنى التحتية. ونتيجة لذلك ، أجري تحليل إحصائي للبيانات السنوية للأمطار اليومية القصوى المأخوذة من 40 محطة للأرصاد الجوية في شمال وسط الجزائر لتحديد خرائط كمية للأمطار ذات احتمال عودة يقدر بعشر سنوات في خطوات زمنية مختلفة عن طريق استعمال تقنية كريغ التي تسمح بالمرور من معلومات نقطية إلى معلومات تغطي كامل مساحة المنطقة المدروسة. في الأخير تم تطوير ثلاثة نماذج من الخرائط ومقارنتها لتقييم مدى ملاءمة الاستخدام الحالي للخرائط الكمية لسقوط الأمطار القصوى اليومية والتي تعتمد فقط على القيم الكمية المقدرة لفترة عودة محددة.

الكلمات المفتاحية : الأمطار اليومية القصوى، تحليل إحصائي، خرائط كمية، تقنية كريغ

Résumé :

L'estimation des statistiques liées aux précipitations représente un vaste domaine qui pose de nombreux défis aux météorologues et hydrologues. Parfois, il est nécessaire, voir indispensable d'approcher en valeur les événements extrêmes pour des sites où il existe peu, ou aucune donnée, ainsi que leurs périodes de retour. Les valeurs extrêmes des variables hydro climatiques, présentent un intérêt tout particulier lorsqu'on parle en termes de risque. L'estimation de la récurrence de pluies extrêmes fournit des éléments indispensables pour la construction d'infrastructures.

De ce fait, Une analyse statistique de séries annuelles de pluies maximales journalières et infra-journalière a été réalisée sur les données de 40 stations météorologiques situées dans le centre nord d'Algérie afin de cartographier des quantiles de pluies (T=10 ans) sur différents pas de temps (de 15 à 1440 minutes) par une procédure de Krigeage Ordinaire qui permet le passage de l'information ponctuelle a une information couvrant tout l'espace de la zone étudiée. Trois modèles de cartes on été élaboré et comparer afin d'évaluer la pertinence de l'utilisation actuelle des cartes de quantiles de pluies extrêmes et qui consiste uniquement à cartographier les valeurs des quantiles estimés.

Mots clés : pluies maximales journalières, analyse statistique, cartographie, krigeage.

Abstract :

The estimation of precipitation statistics is a vast area that poses many challenges to meteorologists and hydrologists. Sometimes, it is necessary to see the value of extreme events for sites where there are few or no data, as well as their return periods. The extreme values of hydro-climatic variables are of particular interest ,especially in terms of risk. The estimation of the recurrence of extreme rainfall provides essential elements for the construction of infrastructures.

As a result, a statistical analysis of annual maximum daily rainfall and intraday rainfall series was performed on data from 40 meteorological stations in north-central Algeria to map rainfall quantiles (T = 10 years) on different time steps (from 15 to 1440 minutes) by an Ordinary Kriging procedure that allows the passage of the point information to information covering the entire space of the studied area. Three map models were developed and compared to evaluate the relevance of the current use of extreme rainfall quantile maps only mapping estimated quantile values.

Key words: Annual maximum daily rainfall, statical analysis, map, kirgeage

SOMMAIRE

CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Introduction Générale	1
Introduction.....	3
I.1 Situation géographique	3
I.2 Topographie	3
I.3 Géologie.....	4
I.4 Climat	5
I.4.1 Précipitation.....	5
I.4.2 Températures	6
I.4.3 Siroco	6
I.5 L'hydrographie.....	6
I.6 Activités anthropologiques	7
I.7 Données météorologiques.....	7
Conclusion	9

CHAPITRE II : Revue bibliographique : Analyse statistique des pluies et cartographie

Introduction	10
II.1 L'analyse fréquentielle.....	10
II.2 Répartition, échantillon et variable aléatoire.....	10
II.3 Notion de loi de probabilité-cas d'une variable aléatoire continue	11
II.3.1 Fonction de répartition $F(x)$	11
II.3.2 Une densité de probabilité.....	11
II.4 Construction d'une loi de probabilité	11
II.4.1 Paramètres de position	11
II.4.2 Paramètres d'échelle	12
II.4.3 Paramètres de forme	12
II.4.3.1 Les moments	12

II.4.3.2 Moments centrés d'ordre 3 et 4	13
II.4.3.3 Les coefficients de Pearson et de Fischer	13
II.5 Différents types de lois utilisés en HYDROLOGIE	13
II.6 Détermination des paramètres d'après un échantillonnage	15
II.6.1 Qualité des estimations	15
II.6.2 Méthodes d'ajustement.....	16
II.6.2.1 Méthode des moments.....	16
II.6.2.2 La méthode du maximum de vraisemblance	16
II.6.2.3 Ajustement graphique.....	17
II.7 Intervalles de confiance.....	17
II.7.1 Intervalles de confiance par la méthode de bootstraps	17
II.8 La cartographie automatisée d'une variable hydrologique	18
II.8.1 Interpolation spatiale	18
II.8.2 Loi spatial.....	19
II.8.2.1 Moment du premier ordre (espérance mathématique)	19
II.8.2.2 Moments du second ordre.....	19
II.8.2.3 Notion de stationnarité	20
II.8.3 Variogramme :.....	21
II.8.4 Le krigeage.....	21
II.8.4.1. Principe du Krigeage	21
II.8.4.2 Formule de Krigeage	22
II.8.4.3 Les quatre étapes de krigeage	22
II.9 Synthèse des travaux sur la cartographie des pluies maximales journalières	23
Conclusion	24

CHAPITRE III: Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra-journalières

Introduction.....	25
III.1 Présentation du logiciel utilisé	25
III.2 R et les statistiques	26
II.2.1 Le paquet nsRFA.....	26
III.3 Analyse fréquentielle des pluies maximales journaliers et infra-journalières	26

III.3.1	Homogénéité de la zone d'étude	27
III.3.2	Choix de la distribution de probabilité	27
III.3.3	Ajustement de la loi de distribution	28
III.3.4	Estimation des paramètres de la loi de distribution	29
III.3.4.1	Estimation des pluies décanales	38
III.4	Estimation des pluies décanales	38
III.5	Intervalle de confiance par la méthode du Bootstrap	39
	Conclusion	40

CHAPITRE IV: Etude comparative sur les champs des pluies synthétiques à Cartographier

	Introduction	41
IV.1	Définition de la cartographie	41
IV.2	L'interpolation spatiale ; un outil de la cartographie thématique	42
IV.2.1	Caractéristiques des méthodes d'interpolation	42
IV.2.2	Les méthodes géostatistiques :Krigage	42
IV.3	Création d'une carte de surface de prévision par krigage	43
IV.3.1	L'analyse variographique	43
IV.3.2	Adapter un modèle au semi-variogramme empirique	44
IV.3.2.1	Modèles de semi-variogramme	44
IV.3.3	Les variogrammes: comportements à l'origine et à l'infini	44
IV.3.3.1	Comportement à l'origine	44
IV.3.3.2	Comportement à l'infini.....	45
IV.1	Application et résultats	45
IV.4.1	Cartographie des pluies maximales journalières et infra-journalières dans le centre nord de l'Algérie	45
IV.4.2	Résultats	46
IV.4.3	Interprétation des résultats	52
	Conclusion	52
	Conclusion Générale	53

Liste des figures

Chapitre I : Présentation de la zone d'étude

Figure I.1 : Situation géographique de la zone d'étude (Khelifi, 2017).....	3
Figure I.2 : Relief de l'Algérie du Nord (Rezak,2014)	4
Figure I.3: Carte géologique de l'Algérie du Nord (Touazi,2003).	4
Figure I.4: Précipitation médianes annuelles en mm (Mebarki et Laborde,2012).....	5
Figure I.5: Les quatre bassins hydrographique de l'Algérie du Nord (ANRH).....	6
Figure I.6: Répartition des postes pluviométriques au Nord de l'Algérie (ANRH).....	7

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra-journalières

Figure III.1 : géographiques des douze groupes homogènes dans le nord d'Algérie (Meddi et Toumi,2015)	27
Figure III.2: Exemple de l'estimation des paramètres (station Boughzoul)	29
Figure III.3 : Résultat de l'estimation des paramètres (station Boughzoul)	29
Figure III.4 : Exemple de l'estimation des quantiles de période de retour 10ans (Station de Tamazghida)	38
Figure III.5 : Résultats de l'estimation des quantiles (Station de Tamazghida)	39

Chapitre IV : Etude comparative sur les champs des pluies synthétiques à cartographier

Figure IV.1 : Eléments caractérisant un variogramme.....	43
Figure IV.2 : Variogramme expérimental (pas=15min).....	46
Figure IV.3 : Variogramme expérimental (pas= 30min).....	46
Figure IV.4: Variogramme expérimental (pas=60min).....	47
Figure IV.5 : Variogramme expérimental (pas=120min).....	47
Figure IV.6 : Variogramme expérimental (pas=180min).....	48
Figure IV.7 : Variogramme expérimental (pas=360min).....	48
Figure IV.8 : Variogramme expérimental (pas=720min).....	49

Figure IV.9 : Variogramme expérimental (pas=1440min).....	49
Figure IV.10 : Carte des pluies décennales (1440min)	50
Figure IV.11 : Carte de l'erreur de l'interpolation (1440min).	50
Figure IV.12 : Carte des quantiles décennaux+ l'erreur de l'interpolation (1440min).....	51
Figure IV.13 : Carte de l'intervalle de confiance à 90 % sur les quantiles estimés (1440min).....	51

Liste des tableaux

Chapitre I : Présentation de la zone d'étude

Tableau I.1 : les stations pluviométriques de la zone d'étude.....8

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra-journalières

Tableau III.1 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 15minutes30

Tableau III.2 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 30 minutes31

Tableau III.3 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 60 minutes32

Tableau III.4 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 120 minutes33

Tableau III.5 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 180 minutes34

Tableau III.6 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 360 minutes35

Tableau III.7 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 720 minutes36

Tableau III.8 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 1440 minutes37

Liste des Annexes

Annexe N°01 : Quantiles décennaux et intervalles de confiance pour les différentes stations pluviométriques

Annexe N°02 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 30min

Annexe N°03 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 60min

Annexe N°04 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 120min

Annexe N°05 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 180min

Annexe N°06 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 360min

Annexe N°07 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 720min

Annexe N°08 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 1440min

INTRODUCTION GENERALE

En Algérie du Nord où domine un climat de type méditerranéen, les précipitations se caractérisent par une forte variabilité spatio-temporelle (Meddi et Toumi, 2015). Le centre nord d'Algérie est connu par son apport pluvieux important et forme des ressources importantes par rapport à l'Ouest où la semi aridité est dominante. En effet les quantités de pluies reçues au Nord de l'Algérie augmentent de l'Ouest vers l'Est et du Nord au Sud (Zeroual et al, 2017). Nombreux auteurs affirment une variabilité importante du régime climatique durant les quatre dernières décennies et ayant eu des impacts sur les ressources en eau. Les conséquences du changement climatique ont été observés à travers un décalage saisonnier, des pluies irrégulières et même des inondations (Kouame *et al*, 2014), tous ces événements causés principalement par des variations du régime pluviométrique, qui peut être considéré comme le principal impact parmi les impacts du changement climatique. Vu le caractère violent des précipitations et les dégâts en cas de forte intensité produisant des fortes crues, la communauté scientifique s'intéresse de plus en plus aux précipitations journalières maximales (Taibi *et al*, 2015). Les fortes crues de l'Algérie sont causées par des précipitations maximales journalières, nous citons à titre d'exemple l'inondation catastrophique survenue à Bab ElOued (Alger) à cause des pluies diluviennes (260 mm pendant une journée). La lutte contre ces crues se fait par la mise en place des projets de protections contre les inondations adéquate (Boutoutaou *et al*, 2014). La réalisation de ces projets nécessite au préalable l'étude des précipitations, qui est considérée comme étant la première et la principale cause des crues ; donc il est indispensable de déterminer la quantité de pluie (la lame d'eau précipitée) ainsi sa fréquence (période de retour). L'estimation des précipitations associées aux événements extrêmes est un sujet qui suscite de plus en plus d'intérêt dans le domaine des sciences de l'eau. De ce fait, pour caractériser les pluies induisant des inondations et/ou crues, l'analyse fréquentielle s'avère adéquate pour étudier la structure temporelle et le comportement extrême des précipitations aussi l'indispensable connaissance spatiale de cet élément. En effet, les séries des maximums annuelles de pluie ne sont pas disponibles partout avec une longueur d'observation suffisante pour permettre des estimations fiables. D'où l'intérêt d'une cartographie qui soit à la fois objective et reproductible. C'est dans ce contexte que notre étude fait objet et s'intitule : **Analyse statistique et synthèse cartographique des pluies journalières et infra-journalières en Algérie du Nord.**

La première partie du travail est une synthèse bibliographique, qui permet de survoler, les différentes connaissances de bases concernant l'analyse fréquentielle et la cartographie automatisées. Dans la deuxième partie nous procédons à la présentation de la zone d'étude et nous mettons en pratique les différentes étapes de l'analyse fréquentielle des pluies maximales annuelles au pas de temps journalier et infra-journalier sur 40 postes pluviographiques de la région centre Nord de l'Algérie. Puis la mise en œuvre d'une cartographie par Krigeage ordinaire des quantiles de pluies (T=10ans) sur huit pas de temps (de 15 à 1440 minutes). Finalement il est procédé à l'évaluation de la fiabilité des cartes ainsi produites.

CHAPITRE I

Présentation de la zone d'étude

Chapitre I : Présentation de la zone d'étude

Introduction

Le centre nord de l'Algérie a été choisi comme la zone d'application de notre étude. Nous présentons dans ce chapitre les principales caractéristiques géographiques, climatiques et hydrographiques de la zone d'étude ainsi que les données météorologiques utilisées pour la réalisation de ce travail.

I.1 Situation géographique

Le centre nord de l'Algérie se trouve limité par les parallèles 35° et 37° et par les longitudes 2° Ouest et 5° Est. La surface totale de la zone est d'environ 25000 km². Elle couvre dix wilayas du centre nord de l'Algérie : Chlef, Tipaza, Ain Defla, Medea, Blida, Alger, Tizi Ouzou, Bouira et le nord de Tissemsilt.

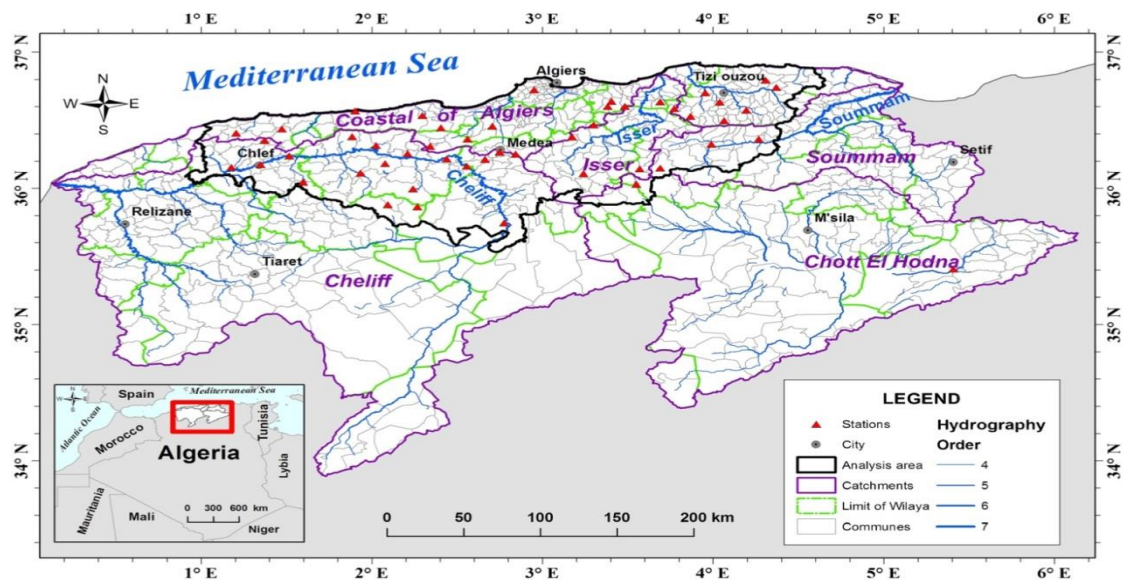


Figure I-1 : Situation géographique de la zone d'étude (Khelifi, 2017)

I.2 Topographie

La zone d'étude couvre les régions centrales de Nord de l'Algérie (figure I-2) elle s'étend sur une superficie de 25000 km². Elle est comprise entre la mer Méditerranée au Nord et les limites Sud de la grande chaîne montagneuse de l'Atlas Tellien au Sud.

L'Atlas Tellien et la zone littorale occupent seulement 4% de la surface du territoire avec une prédominance montagneuse et une succession de plaines fertiles, étroites, discontinues, comme les plaines de Mitidja. Les plaines littorales s'adosent à la première chaîne montagneuse et constituent la frange qui bénéficie directement du climat Méditerranéen et de sa régulation thermique (DGE, 2001). L'Atlas tellien se caractérise par ses hauts sommets L'altitude moyenne y est de 1 820 mètres. Ses Montagnes les plus importantes sont l'Atlas Blidéin (Mont Sidi Abdelkader à 1629m), la Dahra (Mont Zeccar à 1550m) et les monts de Djurdjura où se trouve le point culminant (Mont Lalla Khadidja à 2308m).

Chapitre I : Présentation de la zone d'étude

Dans le Sud, le massif montagneux le plus important est l'Ouarsenis qui culmine à 1985 m au Mont Sidi Amar. Les plaines de la Mitidja et du Cheliff, représentent deux des plus importantes plaines agricoles de l'Algérie.

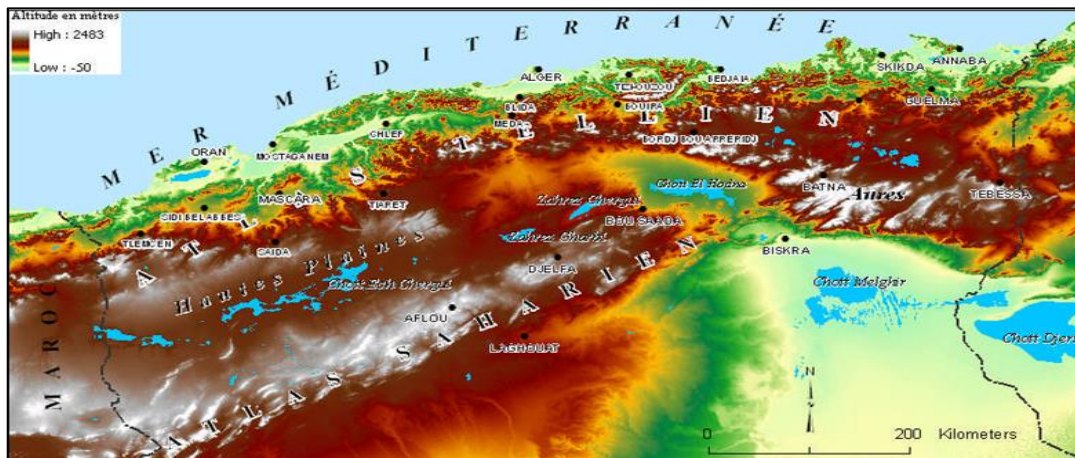


Figure I-2 : Relief de la l'Algérie du Nord (Rezak, 2014)

I.3 Géologie

L'Algérie du Nord est structurée d'un grand domaine géologique dit l'Algérie alpine; elle est composée, du Nord au Sud, de :

- du plateau continental Algérien à dépôts tertiaires et quaternaires (1 000 à 3 500 m), reposant sur un socle métamorphique ;
- de l'Atlas tellien abritant des nappes, avec des bassins de type intra-montagneux (ex. bassin du Chélif), dont la série sédimentaire s'étend du Jurassique au Miocène. Plusieurs gisements d'intérêt variable y sont connus: Ain Zeft, Tliouanet, Oued Guettirini ;
- du Hodna qui est un bassin d'avant-fosse et qui est constitué par des dépôts continentaux d'âge Eocène et Oligocène et se poursuit par un Miocène marin ;

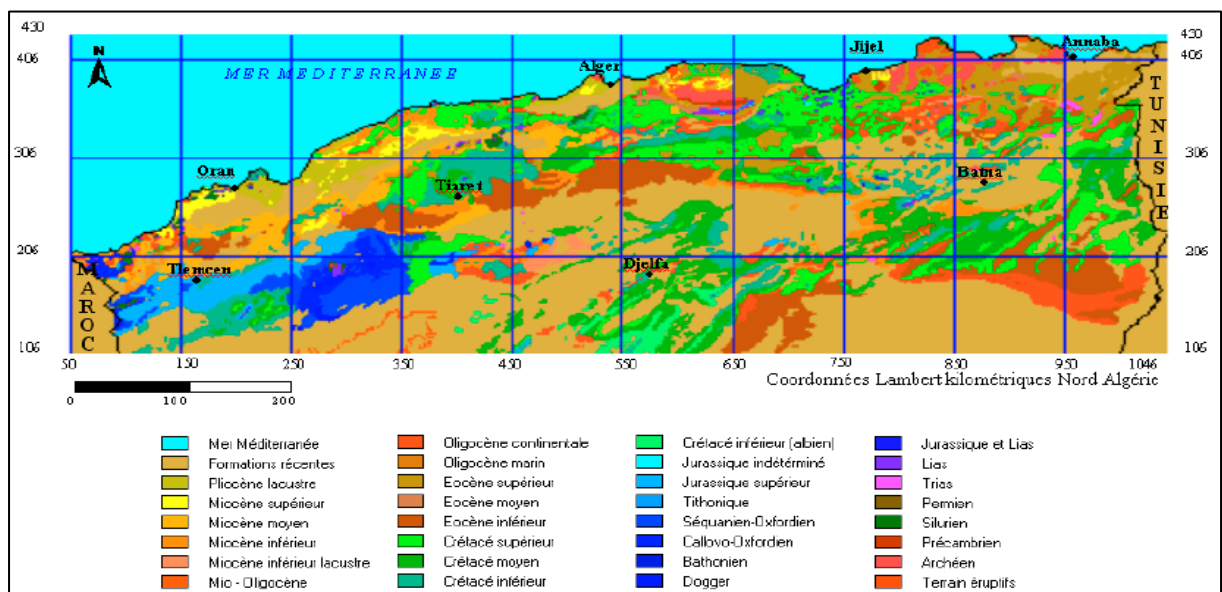


Figure I-3 Carte géologique de l'Algérie du Nord (Touazi, 2003).

I.4.2 Températures

Les températures moyennes annuelles et mensuelles réagissent directement en interaction avec les autres facteurs météorologiques. L'influence de la mer comme un facteur attiédissant en hiver et rafraichissant en été, est assez marqué sur les régions du littoral. de même les contrastes saisonniers sont bien marqués en hiver et l'été.

La température est modérée de 10 à 12°C en hiver, et de 21 à 24°C en été avec une relative humidité. Les minima thermiques sont généralement atteints au mois de janvier alors que les maxima sont atteints en juillet et Aout

I.4.3 Siroco

En été, le sirocco, un vent sec et très chaud (baptisé localement le Chehili), souffle depuis le Sahara en direction du nord. Le plus souvent, il est chargé de particules de sable d'extrêmement ténues.

I.5 L'hydrographie

Au nord de la ligne de crête de l'Atlas, le centre nord algérien, couvre d'ouest en est, deux grandes régions (bassins) hydrographiques :

Région 2 : Cheliff-Zahrez (bassins hydrographiques 01,17 et la cote de Ténès 02A)

Région 3: Algerois-Soummam-Hodna (bassins hydrographiques 02B,09,05et 15)

Ces régions hydrographiques sont divisées en bassins hydrographiques

- **Les bassins tributaires de la méditerranéenne** : des oued drainant l'atlas tellien (les côtiers Algerois-02, le Cheliff-01,l'Isser-09 et la Soummam-15)
- **Les bassins endoréiques** : des oueds dont les écoulements se font vers les chotts (Chott Hodna-05)

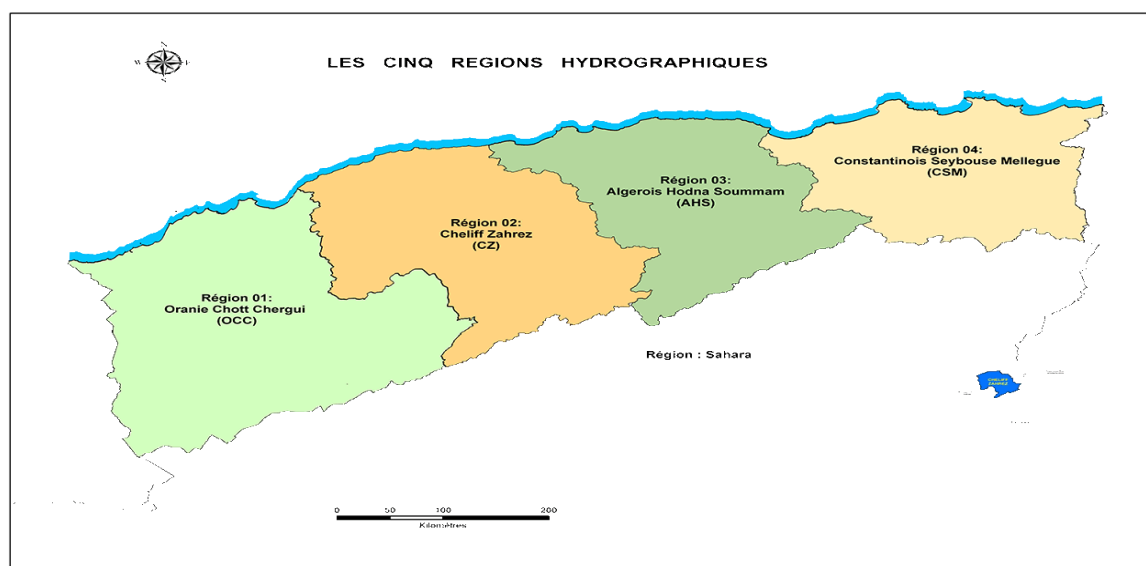


Figure I-5 Les quatre bassins hydrographiques de l'Algérie du Nord (ANRH)

Chapitre I : Présentation de la zone d'étude

I.6 Activités anthropologiques

La zone d'étude compte plusieurs agglomérations dansentement urbanisées. Administrativement parlant elle couvre dix provinces (Alger, Tizi Ouzou, Blida, Chlef, Médéa, Boumerdes, Ain Defla, Bouira, Tipasa et le Nord de Tissemsilt) et concentrant au total 10 millions d'habitants, soit le quart de la population Algérienne. Aussi, elle compte une activité industrielle importante comparativement à d'autres régions du pays.

I.7 Données météorologiques

Pour notre travail nous disposons 40 stations pluviométriques réparties sur le centre du nord d'Algérie. Les stations sont recueillies au niveau de l'Agence National des Ressources Hydraulique (ANRH). Le choix des stations repose sur les critères de qualités des données et de longueur des séries pluviographiques.

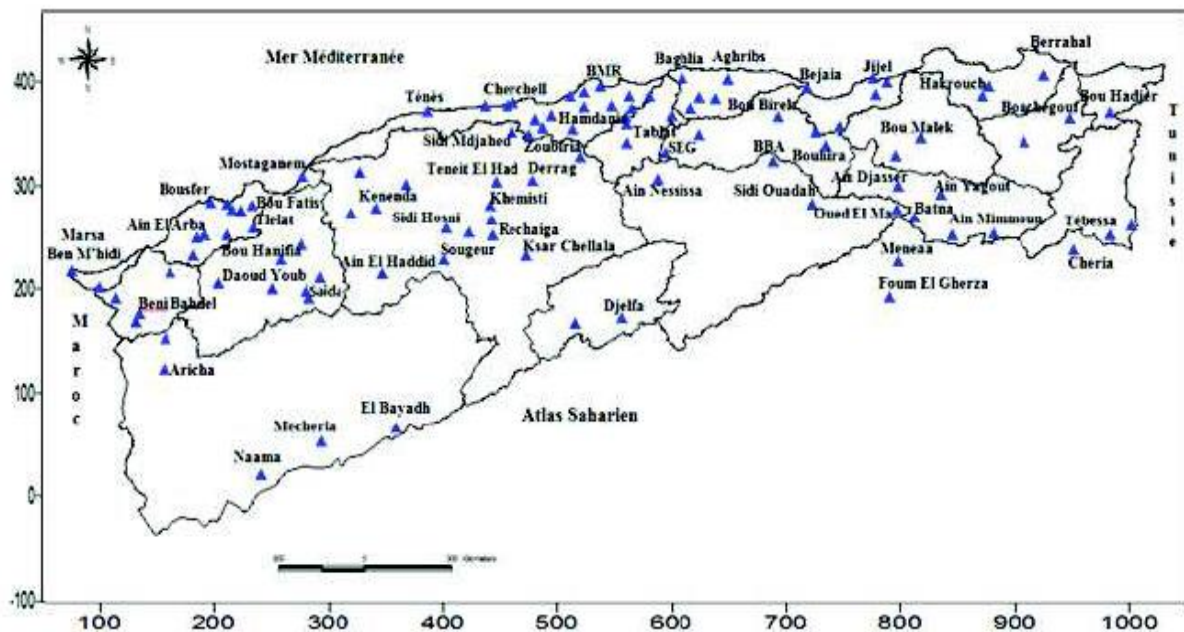


Figure I-6 Répartitions des stations pluviométriques au Nord de l'Algérie (ANRH)

Dans le tableau ci-dessous (**tableau I-1**) nous présentons les stations pluviométriques de notre zone d'étude ainsi que leurs caractéristiques :

Chapitre I : Présentation de la zone d'étude

Tableau I-1 : Les stations pluviométriques de la zone d'étude

Nom de la station	Nombre d'année (Ans)	Altitude (m)	Longitude (°)	Latitude (°)
Boughzoul	24	643	2.75407	35.8178
Ghrib	15	460	2.47882	36.2171
Tamazghida	26	490	2.61933	36.2922
Medea	24	935	2.70042	36.3297
Somaa	13	320	2.39633	36.2712
Bordj Emir AEK	29	1080	2.20204	35.8855
Theniet El Had	28	1160	2.00495	35.9304
Khmis Miliana	25	300	2.11605	36.3061
Arib Ebda	28	280	1.9929	36.3713
El AAnneb	29	1075	1.8022	36.4054
El Touaibia	30	335	1.88767	36.1601
Oued Fodda	25	500	1.59267	36.0645
Oum Drou	32	153	1.49092	36.2247
Benaria	30	390	1.28922	36.3387
Si Tayeb	29	107	1.1046	36.1721
Chlef	28	130	1.31014	36.19
Abou El Hassan	28	165	1.13064	36.3768
Meurad	17	300	2.3296	36.4761
Gouraya	17	34	1.86489	36.5709
Boukerdane	20	110	2.22422	36.5408
Bir M.Rais	16	140	2.96433	36.7903
Deux Bassins	24	890	3.24988	36.527
Rouiba	24	20	3.21109	36.776
Ozeboudj	38	400	2.3213	36.3259
Ouzra	24	930	2.8577	36.3167
Mozaiia	14	140	2.68397	36.4883
Azzazga	29	500	4.30955	36.7743
Aghrib	11	680	4.25932	36.8486
Beni Yenni	28	850	4.13779	36.624
Bouassem	26	600	3.98435	36.6882
Argoub	16	100	3.89719	36.7455
Souk El Djamaa	24	829	3.49195	36.0707
Souagui	24	850	3.19783	36.1267
Mahter	22	875	3.15246	36.4018
Dechemia	20	1144	3.52316	36.1864
Tizi Ghanif	28	415	3.71482	36.6617
Chabet	24	260	3.65512	36.6598
SEG	23	882	3.64373	36.1757
Bouira	14	510	3.88283	36.3964
Mchedallah	29	450	4.2171	36.414

Source : ANRH

Chapitre I : Présentation de la zone d'étude

Conclusion

Après cette brève présentation, nous pouvons conclure que le centre nord de l'Algérie se trouve limité par les parallèles 35° et 37° et par les longitudes 2° Ouest et 5° Est. Le relief de cette zone est structuré par deux chaînes montagneuses orientées Est-Ouest : l'Atlas tellien au Nord et l'Atlas saharien au Sud. Le climat de l'Algérie du Nord est essentiellement méditerranéen caractérisé par des précipitations et des températures d'une variabilité spatio-temporelle très marquante.

CHAPITRE II

*Revue bibliographique :
Analyse statistique des
pluies et cartographie.*

Chapitre II : Revue bibliographique : Analyse statistique des pluies et cartographie.

Introduction

La théorie des probabilités en mathématiques est l'étude des phénomènes caractérisés par le hasard et l'incertitude. Elle forme avec la statistique les deux sciences du hasard qui sont à l'intégrante des mathématiques. Elles utilisent des méthodes scientifiques pour collecter, organiser, synthétiser, présenter et analyser les données de tel ou tel phénomène. Elles permettent aussi de tirer des conclusions valables et de prendre des décisions raisonnables sur la base de ces analyses.

II.1 L'analyse fréquentielle

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction consistant à étudier les événements passés, caractéristiques d'un processus donné (hydrologique ou autre), afin d'en définir les probabilités d'apparition future. Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentielle qui est une équation décrivant le comportement statique d'un processus (Meylan et Musy, 1999)

II.2 Répartition, échantillon et variable aléatoire

On appelle population un ensemble fini ou infini d'événements. Un échantillon est un sous-ensemble de la population. La taille de l'échantillon est le nombre d'événements qui le constituent. On dira qu'un échantillon est exhaustif lorsque sa taille est celle de la population. En hydrologie de surface, les populations sont généralement infinies et par conséquent, les échantillons sont non exhaustifs. On appelle variable aléatoire, le caractère numérique (ou non) qui distingue chaque événement de l'échantillon ou de la population (Laborde, 2009).

Dans l'utilisation que nous ferons des statistiques, nous aurons toujours affaire à des variantes numériques discrètes ou continues. Elles seront discrètes si les valeurs numériques qu'elles peuvent prendre sont en nombre fini (par exemple nombre de jours de gel par an) ou en infinité dénombrable (nombre de crue par an). On dira qu'une variante est continue si ces valeurs numériques peuvent varier de façon continue (pluie journalière, débit, *etc.*). Ceci est le cas le plus fréquent, bien que l'on puisse remarquer que la précision des mesures limite la continuité de variation des valeurs numériques mesurées.

Par ailleurs, les valeurs numériques x que peut prendre la variante X sont comprises entre deux bornes x_a et x_b finies ou infinies : $-\infty \leq x_a \leq x_b \leq +\infty$. L'intervalle (x_a, x_b) est appelé intervalle de variation de la variable aléatoire X (Laborde, 2009).

II.3 Notion de loi de probabilité-cas d'une variable aléatoire continue

II.3.1 Fonction de répartition $F(x)$.

Si la variable aléatoire X est une variable numérique, on peut considérer comme événement e favorable, le fait que X soit inférieure ou égale à une valeur x de E . La probabilité de voir

arriver cet événement est une fonction numérique de x , comprise entre 0 et 1 et que l'on appelle fonction de répartition $F(x)$.

$$F(x) = \text{Prob}(X \leq x) = \text{Prob}(e/E)$$

Cette loi de probabilité doit être monotone, non décroissante, et varier de 0 à 1 lorsque x décrit de x_a à x_b l'intervalle de définition de la variante X .

II.3.2 Une densité de probabilité

La loi de probabilité d'une variable aléatoire est quelquefois définie au moyen d'une fonction à valeurs positives

$f_x : \mathbb{R} \rightarrow \mathbb{R}^+$ telle que :

$$P(a \leq X \leq b) = \int_a^b f_x(X) dx \quad \text{pour tous } a \text{ et } b \in \mathbb{R}, a < b$$

Cette fonction f_x est appelée densité de X .

Remarque : on peut prendre $a = -\infty$ ou $b = +\infty$ dans cette formule.

II.4 Construction d'une loi de probabilité

Une loi de probabilité se définit d'une part par sa formulation mathématique, ce qui distingue les différents types de lois, et d'autre part, par les valeurs des paramètres qui entrent dans la formulation mathématique et qui sont estimés d'après l'échantillon observé.

En hydrologie, chacune de ces lois ne dépendant que de trois paramètres au plus. Ces paramètres peuvent être les suivants : (Laborde, 2009)

➤ Des paramètres de position x_0

Il situe dans quelle zone s'effectuent les variations de X . On utilise bien souvent une des valeurs centrales de la population (moyenne, mode) ou une des bornes de l'intervalle de variation (x_a, x_b).

➤ Des paramètres d'échelle s

Ce paramètre caractérise les variations de la variable X . Selon les cas, on pourra introduire comme paramètre d'échelle, chacun des paramètres de dispersion

➤ Des paramètres de forme

Ces paramètres peuvent caractériser l'aplatissement, l'asymétrie, *etc* de la loi de distribution.

II.4.1 Paramètres de position

• La moyenne arithmétique

C'est la somme des valeurs observées x_1, x_2, \dots, x_n divisée par le nombre d'observation, dans le cas d'une série statistique, soit :

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$$

• La médiane

La médiane \tilde{x} est un paramètre de position tel que la moitié des observations lui sont inférieures (ou égale) et la moitié (supérieures ou égale) ; la série étant ordonnée.

• Le mode

Le mode ou valeur dominante d'une série c'est la valeur observée de fréquence maximale.

II.4.2 Paramètres d'échelle

- **Etendue :**

Différence entre la plus grande et la plus petite valeur de la série :

$$Etendue = x_n - x_1$$

- **Variance**

C'est la moyenne arithmétique des carrés des écarts par rapport à la moyenne

$$S^2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2$$

- **L'écart type**

Désigné aussi écart quadratique ou déviation standard, il représente la racine carrée de la variance :

$$\sigma = \sqrt{S^2}$$

- **Coefficient de variation**

C'est le rapport entre l'écart type et la moyenne arithmétique :

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}}$$

II.4.3 Paramètres de forme :

Ceux sont les moments centrés d'ordre 3 et 4 et les coefficients de Pearson et de Fischer

II.4.3.1 Les moments

Les moments d'ordre K par rapport au point c sont définis comme :

$$a_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - c)^k$$

En pratique, on utilise des moments non centrés (c=0) ou moment par rapport à l'origine :

$$a_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i)^k$$

Les moments centrés ou moment par rapport à la moyenne (c = \bar{x}) :

$$m_k = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^k$$

En particulier le moment non centré d'ordre 1 se confond avec la moyenne :

$$a_1 = \bar{x} \text{ pour } k = 1$$

Le moment centré d'ordre 2 se confond avec la variance :

$$m_2 = S^2$$

II.4.3.2 Moments centrés d'ordre 3 et 4

$$m_3 = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n x_i^3 - \frac{3}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) \left(\sum_{i=1}^n x_i^2 \right) + \frac{2}{n^2} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^3 \right]$$

$$m_4 = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n x_i^4 - \frac{4}{n} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) \left(\sum_{i=1}^n x_i^3 \right) + \frac{6}{n^2} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \left(\sum_{i=1}^n x_i^2 \right) + \frac{3}{n^2} \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^4 \right]$$

II.4.3.3 Les coefficients de Pearson et de Fischer

Ils sont définis à partir des moments d'ordre 2,3 et 4.

- **Coefficients de Pearson**

Les coefficients de Pearson b_1 et b_2 permettent de caractériser l'un le degré de dissymétrie et l'autre le degré d'aplatissement d'une distribution.

$$b_1 = \frac{m_3}{m_2^3} = \frac{m_3}{S^6}$$

$$b_2 = \frac{m_4}{m_2^2} = \frac{m_4}{S^4}$$

- **Coefficients de Fischer**

Les coefficients de Fischer g_1 et g_2 jouent le même rôle que celui des coefficients de Pearson :

$$g_1 = \frac{m_3}{m_2^{3/2}} = \frac{m_3}{S^3}$$

$$g_2 = \frac{m_4}{m_2^2} - 3 = \frac{m_4}{S^4} - 3$$

II.5 Différents types de lois utilisés en HYDROLOGIE

Nous nous contenterons de signaler les lois les plus fréquemment utilisées. Ces lois n'ont que trois paramètres au plus, et bien souvent, que deux.

a. Loi normale ou loi de Gauss

Une variable aléatoire réelle X suit une loi normale (ou loi gaussienne, loi de Laplace Gauss) d'espérance μ et d'écart type σ (nombre strictement positif, car il s'agit de la racine carrée de la variance σ^2) si cette variable aléatoire réelle X admet la fonction de répartition $F(x)$ définie, pour tout nombre réel x , par :

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\mu} e^{-\frac{\mu^2}{2}} du \quad \text{avec : } \mu = \frac{x-\bar{x}}{\sigma_x}$$

μ est appelée variable réduite de Gauss. L'intervalle de définition est donc : $x \in]-\infty, +\infty [$

Le paramètre de tendance centrale \bar{x} est à la fois la moyenne, le mode et la médiane. Le paramètre de dispersion σ_x est l'écart-type (racine carrée de la variance).

La densité de probabilité a pour expression :

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\mu^2}{2}}$$

Une telle variable aléatoire est alors dite variable gaussienne. Une loi normale sera notée de la manière suivante $N(\mu; \sigma)$ car elle dépend de deux paramètres μ (la moyenne) et σ (l'écart-type).

b. Loi de Galton (ou log-normale ou de Gibrat-Gauss)

Parmi les nombreuses formulations possibles, nous retiendrons la fonction de répartition suivante, qui fait le mieux le parallèle avec la loi de Gauss

$$F(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\mu} e^{-\frac{\mu^2}{2}} du \quad \text{avec : } \mu = a \log(x-x_0) + b$$

L'intervalle de définition est donc : $x \in]-\infty, +\infty [$

On remarque que l'on passe de la loi de Gauss à la loi de Galton en faisant le changement de variable de x en $\log(x - x_0)$. Cette loi fait intervenir trois paramètres dont x_0 est le paramètre de position.

Une autre formulation qui fait mieux ressentir le rôle des paramètres est:

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_0^{\mu} \frac{1}{\mu} e^{-\frac{\ln^2(\mu)}{2\sigma^2}} du \quad \text{Avec: } \mu = \frac{x-x_0}{s}$$

x_0 : paramètre de position (identique au précédent)

s : paramètre d'échelle positif différent de zéro

La fonction de densité est alors :

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_0^{\mu} \frac{1}{\mu} e^{-\frac{(\ln\mu)^2}{2\sigma^2}} du \quad \text{Avec } \mu = \frac{x-x_0}{s}$$

c. Loi de Gumbel

Sous sa forme simple et généralement utilisée, la fonction de répartition est définie par :

$$F(x) = e^{-e^{-\mu}} \quad \text{Avec } \mu = \frac{x-x_0}{s}$$

μ est la variable réduite de Gumbel. L'intervalle de variation de x est donc : $x \in]-\infty, +\infty [$

La densité de probabilité a pour expression :

$$F(x) = e^{-\mu} e^{-e^{-\mu}}$$

d. Loi des extrêmes généralisé GEV

La loi des extrêmes généralisée GEV est une loi à trois paramètres qui peut très grossièrement être interprétée comme généralisation de la loi GUMBEL. Elle est présentée dans la littérature sous plusieurs formes qui portent les noms de la loi de FISHER TIPPETT FRECHET JENKINSON.

Elle est utilisée pour caractériser la distribution de valeurs extrêmes. Jenkinson (1955) a montré que les lois de distribution des extrêmes pouvaient se mettre sous une forme unique :

$$F(X) = e^{[1 - \frac{k(X-X_0)}{s}]^{1/k}}$$

Trois paramètres interviennent :

- x_0 le paramètre de position,
- s le paramètre d'échelle
- k le paramètre de forme.

Sous cette formulation unique on retrouve en fait les trois types de distribution selon les valeurs prise par k :

- Si k est positif on retrouve une loi proposée par Weibull (GEV de type III) où x est défini sur l'intervalle $]-\infty, X'_0[$. Cette borne supérieure de l'intervalle de définition se déduit des paramètres s , k et x_0 par la relation

$$X'_0 = \frac{s}{k} + X_0$$

En fait ce type de distribution se rencontre rarement en hydrologie où l'on travaille le plus souvent sur des valeurs maximales (pluies ou crue extrêmes).

- Si k est égal à zéro on constate que $[1 - \frac{k(X-X_0)}{s}]^{1/k} \rightarrow e^{-\frac{(X-X_0)}{s}}$. On retrouve donc la loi de Gumbel (GEV de type I) vue précédemment et x est défini sur l'intervalle $]-\infty, +\infty[$
- Enfin, si k est négatif on trouve une loi proposée par Frechet (GEV de type II) où x est défini sur l'intervalle $X'_0, +\infty[$. Cette borne inférieure de l'intervalle de définition se déduit des paramètres s , k et x_0 par la relation

$$X'_0 = \frac{s}{k} + X_0$$

Ce type de loi peut se rencontrer en hydrologie, mais la difficulté va résider dans l'estimation du paramètre de forme qui est très soumise aux aléas de l'échantillonnage. (Meylan et Musy, 1999)

II.6 Détermination des paramètres d'après un échantillonnage

Nous ne connaissons jamais en hydrologie, la population totale mais nous ne disposons que d'échantillons non exhaustifs tirés dans cette population. A partir de cet échantillon, nous nous proposons de choisir la forme mathématique de la loi de probabilité (problème de bonne adéquation) et d'en calculer le mieux possible les paramètres numériques de cette loi (problème d'ajustement).

II.6.1 Qualité des estimations

Un des problèmes les plus importants de l'inférence statistique est l'estimation des paramètres d'une population à partir des statistiques d'échantillonnage correspondantes.

- **Estimateurs non biaisé**

Si la moyenne d'une statistique d'échantillonnage est égale au paramètre correspondant de la population, on dit que la statistique est un estimateur non biaisé de ce paramètre. Dans le cas contraire on dit qu'il est *biaisé*.

- **Estimateurs efficaces**

Quand on désire estimer la moyenne, les distributions d'échantillonnage de deux statistiques ont la même espérance mathématique ; la statistique qui a la variance la plus faible est appelée estimateur efficace de la moyenne et l'autre estimateur est non efficace.

II.6.2 Méthodes d'ajustement

Le problème consiste à déterminer les paramètres d'une loi (dont la formulation a déjà été choisie) en fonction de l'échantillon observé.

II.6.2.1 Méthode des moments

Elle a pour principe d'égaliser les K premiers moments estimés de la population exprimés en fonction de K paramètres aux K premiers moments non centrés de l'échantillon. On obtient un système d'équations à résoudre du type :

$$\begin{aligned} \hat{\alpha}_1(\hat{\gamma}_1, \dots, \hat{\gamma}_k) &= a_1 \\ &\dots\dots\dots \\ &\dots\dots\dots \\ \hat{\alpha}_K(\hat{\gamma}_1, \dots, \hat{\gamma}_k) &= a_K \end{aligned}$$

Cette méthode consiste à estimer d'après l'échantillon autant de moments que la loi a de paramètres et à égaliser ces estimations aux valeurs théoriques qui ne sont fonctions que des paramètres à estimer. On obtient alors un système de n équations à n inconnues. Les estimations ainsi obtenues sont généralement consistantes mais non efficaces (Roche et al, 2012).

II.6.2.2 La méthode du maximum de vraisemblance

Elle a pour principe de choisir comme estimation de tout paramètre γ , la valeur la plus vraisemblable c'est-à-dire celle qui a la plus forte probabilité de provoquer l'apparition des valeurs réellement observées dans l'échantillon.

On appelle fonction de vraisemblance, la probabilité ou la densité de probabilité relative aux valeurs observées x_1, x_2, \dots, x_n exprimée en fonction du ou des paramètres de la population.

Pour un échantillon aléatoire et pour une population définie par un seul paramètre γ , la fonction de vraisemblance est :

$$\begin{aligned} L(x) = f(x_1, x_2, \dots, x_n; \gamma) &= f(x_1, \gamma) \cdot f(x_2, \gamma) \cdot f(x_3, \gamma) \cdot \dots \cdot f(x_n, \gamma) \\ L(x) &= \prod f(x_i, \gamma) \end{aligned}$$

Les estimateurs du maximum de vraisemblance correspondent par définition au maximum de cette fonction. La recherche de ce maximum peut être réalisée en annulant la dérivée de la fonction par rapport à γ (Roche et al, 2012)

$$\frac{dL(\gamma)}{d\gamma} = 0$$

La méthode du maximum de vraisemblance donne des estimations correctes et efficaces et souvent absolument correctes.

Cependant, on se gardera d'utiliser cette méthode dans le cas où l'intervalle de variation de la variante correspond à des bornes finies pour lesquelles la densité de probabilité n'est pas nulle (Laborde, 2009)

II.6.2.3 Ajustement graphique

Cette méthode consiste à porter dans un graphique les valeurs x de l'échantillon en fonction de leur fréquence expérimentale, les axes de ce graphique étant gradués de façon à ce que les points soient alignés si le choix de la loi est correct.

Graphiquement, on fait passer une droite dans le nuage de points et on détermine ainsi deux paramètres. Des lois à trois paramètres pourront aussi être ajustées, le troisième paramètre servant à provoquer l'alignement mais par tâtonnements. (Laborde, 2009)

II.7 Intervalles de confiance

Les incertitudes des échantillonnages proviennent du caractère limité de l'échantillon avec lequel nous avons accès à une estimation des paramètres de la loi théorique. Il ne s'agit bien que d'une estimation et si nous avions eu un autre échantillon, nous aurions eu une autre estimation. De la même manière la valeur ponctuelle d'un quantile n'est qu'une estimation, dont nous espérons qu'elle n'est pas très éloignée de la valeur inconnue. (Pierre Alain et al.)

On appelle intervalle de confiance à α % sur l'estimation \hat{p} d'un paramètre p , l'intervalle limité par deux bornes p_1 et p_2 telles que l'on ait $\frac{\alpha}{2}$ % de chance d'avoir $p < p_1$ ou $p > p_2$ du seul fait des erreurs d'échantillonnage.

On a donc α % de chance pour que la véritable valeur p (du paramètre que l'on estime par \hat{p}) soit comprise entre p_1 et p_2 .

II.7.1 Intervalles de confiance par la méthode de bootstraps

La méthode du bootstrap a été proposée par Bradley Efron (1979) comme une alternative aux modèles mathématiques traditionnels dans des problèmes d'inférence compliqués où une modélisation mathématique de la distribution des erreurs est difficile. Le bootstrap est une méthode de type *Monte Carlo* basée sur les données observées (Efron et Tibshirani 1993, Mooney et Duval 1993). Dépendant de l'information disponible au sujet de la loi de la population ou du paramètre d'intérêt, il existe la méthode de bootstrap paramétrique et la méthode de bootstrap non paramétrique.

La méthode de bootstrap consiste à construire un nombre B (B entier) d'échantillons bootstrap (images de l'échantillon initial), afin de les utiliser pour faire des inférences. Le bootstrap s'applique par rééchantillonnage de données avec remise en obtenant un nouvel ensemble de données à chaque fois à partir de l'échantillon initial (rééchantillonnage avec remise signifie qu'après avoir tiré aléatoirement un élément de l'échantillon original on le remet avant de retirer le prochain élément. Par conséquent, chaque élément peut être retiré plus qu'une fois, ou pas du tout).

Les propriétés des échantillons bootstrap sont inférées en analysant chaque échantillon bootstrap exactement comme si on avait analysé le vrai échantillon de données, cela veut dire que, pour chaque nouvel échantillon, on calcule de la même façon un nouvel estimateur (image simulée de l'estimateur initial). L'ensemble des images simulées de l'estimateur initial est considéré comme un modèle de sa distribution sur la population de l'échantillon initial. Soit, $X = (X_1, \dots, X_n)$ l'échantillon initial et $X^*(1), \dots, X^*(B)$ les échantillons bootstrap simulés

sur X . L'estimation à partir d'un échantillon aléatoire amène toujours vers une incertitude, puisque fondé sur un échantillon aléatoire, l'estimateur $\theta(X \cdot (1), \dots, X^* (B))$ est aussi (une variable) aléatoire.

La procédure de bootstrap consiste en un certain nombre de répétitions, et plus le nombre d'images simulées est grand, plus la statistique est précise, mais un nombre de simulations entre 50 et 200 est généralement suffisant (Efron et Tibshirani, 1993) pour des problèmes simples; mais on croit qu'au moins 1000 duplications de bootstrap sont nécessaires, dans la plupart des applications. On montrera qu'un nombre B beaucoup plus grand pourrait être nécessaire dans les cas où la distribution d'échantillonnage est fortement asymétrique, si la taille de l'échantillon de départ est petite. D'autre part, bien qu'un B infini corresponde à l'intervalle bootstrap théoriquement exact, l'augmentation de B vers l'infini ne peut pas être toujours efficace par rapport au coût informatique. La méthode de bootstrap est exigeante au point de vue informatique, il fonctionne bien quand la taille de l'échantillon est grande, mais peut être peu faible quand la taille de l'échantillon est petite (disons 5, 10 ou même 20), indépendamment du nombre (B) d'échantillons de bootstrap employés (Dragieva, 2008)

II.8 La cartographie automatisée d'une variable hydrologique

Les méthodes classiques de cartographie des précipitations laissent place à la cartographie assistée par ordinateur. Les moyens de calcul et les outils actuellement disponibles permettent le traitement de masses de données d'observation considérables ainsi que leur représentation de façon objective et rapide (Mebarki, 2003)

L'élaboration des cartes pluviométriques intègre à la fois les techniques de cartographie proprement dites et les méthodes d'interpolation. Les difficultés résident beaucoup plus dans les techniques d'interpolation qui se distinguent par la multitude des méthodes citées dans la littérature spécialisée (triangulation, inverse de la distance au carré, etc....)

II.8.1 Interpolation spatiale

L'interpolation spatiale est un traitement mathématique parfois utile lors de l'étude d'un phénomène naturel qui se déploie continument sur le territoire. La région de l'espace géographique concernée par cette étude est ici appelée « champ » et notée D . Le phénomène naturel examiné est représenté par une certaine mesure localisée sur le territoire. Une mesure est nommée « variable régionalisée » et elle est vue comme une fonction numérique définie sur le champ D . Elle sera notée $\{z(x), x \in D\}$ ou x représente un point du champ. La valeur de cette fonction en un point particulier x_i , notée $z(x_i)$, porte le nom de « valeur régionalisée » (Baillargeon, 2005)

L'interpolation spatiale répond au besoin de connaître la valeur d'une variable régionalisée en un site x_0 du champ D autre qu'un des sites d'observation. Elle se définit par la prévision de la valeur d'une variable régionalisée en un site où elle n'a pas été mesurée à partir des valeurs régionalisées observées $z(x_1)$ à $z(x_k)$ (Arnaud et Emery, 2000).

II.8.2 Loi spatiale

Considérons une fonction aléatoire $Z(x)$, $x \in D$ et une série de points x_1, \dots, x_k , le vecteur aléatoire $\{Z(x_1), \dots, Z(x_k)\}$ est caractérisé par une fonction de répartition qui dépend de k arguments :

$$F_{x_1, \dots, x_k}(z_1, \dots, z_k) = Prob [Z(x_1) < z_1, \dots, Z(x_k) < z_k]$$

L'ensemble de fonctions de répartition pour tous les entiers k et tous les choix possible de $\{x_1, \dots, x_k\}$ dans D , constitue la loi spatiale de la fonction aléatoire. La donnée de loi spatiale est une information extrêmement riche, qui fournit de très nombreuses caractéristiques statistiques sur Z .

Le nombre d'observation disponible sur la valeur régionalisée étant toujours limité, il est illusoire de vouloir inférer à la loi spatiale entière de la fonction aléatoire associée. Des simplifications sont nécessaires pour rendre opératoire le formalisme probabiliste.

En géostatistique linéaire, on n'utilise que les deux premiers moments de la fonction aléatoire, car ils fournissent une description élémentaire de la loi spatiale et sont suffisants pour résoudre la plupart des problèmes rencontrés dans la pratique (Emery, 2001)

II.8.2.1 Moment du premier ordre (espérance mathématique)

L'espérance d'une fonction aléatoire Z dépend en toute généralité du point x considéré ; elle est habituellement notée $m(x)$:

$$E[Z(x)] = m(x)$$

En un point x donné, $m(x)$ représente la moyenne autour de laquelle se distribuent les valeurs prises par les multiples réalisations indépendantes de la fonction aléatoire.

II.8.2.2 Moments du second ordre

En géostatistique linéaire, on considère les moments du second ordre suivants :

- **La variance** ou variance a priori de $Z(x)$. Si elle existe, elle est définie par :

$$\text{Var} [Z(x)] = E \{ [Z(x) - m(x)]^2 \}$$

On a également : $\text{Var} [Z(x)] = E [Z(x)^2] - m(x)^2$

La variance constitue une mesure de la plus ou la moins grande dispersion de $Z(x)$ autour de sa valeur moyenne $m(x)$ et quantifie ainsi son caractère plus ou moins aléatoire.

- **La covariance** : si les deux variables aléatoires $Z(x_1)$ et $Z(x_2)$ possèdent des variances, elles ont aussi une covariance qui dépend de la position de x_1 et x_2 :

$$\begin{aligned} \text{Cov} [Z(x_1), Z(x_2)] &= E \{ [Z(x_1) - m(x_1)] [Z(x_2) - m(x_2)] \} \\ \text{Cov} [Z(x_1), Z(x_2)] &= E [Z(x_1) Z(x_2)] - m(x_1) m(x_2) \end{aligned}$$

La covariance donne une approche élémentaire de la liaison ou interaction entre $Z(x_1)$ et $Z(x_2)$. L'inégalité de Cauchy – Schwarz relie la covariance entre $Z(x_1)$ et $Z(x_2)$ aux variances de $Z(x_1)$ et $Z(x_2)$:

$$|\text{Cov} [Z(x_1), Z(x_2)]| \leq \sqrt{\text{var} [Z(x_1)] \text{var} [Z(x_2)]}$$

- **Le semi variogramme** : il est défini comme la moitié de la variance, lorsqu'elle existe, de l'accroissement $Z(x_1) - Z(x_2)$ et s'écrit :

$$\gamma(x_1, x_2) = \frac{1}{2} \text{Var} (Z(x_1) - Z(x_2))$$

II.8.2.3 Notion de stationnarité

Pour mettre en œuvre le formalisme probabiliste, il est nécessaire de pouvoir déterminer, au moins partiellement, la loi spatiale de la fonction aléatoire $Z(x)$ à partir des données disponibles sur la variable régionalisée $z(x)$. Cette étape est connue sous le nom d'inférence statistique.

Deux raisons empêchent de pouvoir réaliser l'inférence statistique en toute généralité : d'une part, on ne dispose que d'une seule réalisation de la fonction aléatoire, d'autre part, cette réalisation n'est connue que d'une manière fragmentaire, en certains points d'échantillonnage. Pour sortir de cette impasse, certaines restrictions sont nécessaires. Elles font appel à la notion de stationnarité, qui décrit en quelque sorte une forme d'homogénéité spatiale de la régionalisation.

De point de vue mathématique, les hypothèses de stationnarité consistent à supposer que tout ou partie de la loi spatiale de la fonction aléatoire est invariante par translation, c'est-à-dire que les propriétés probabilistes d'un ensemble de valeurs ne dépendent pas de la position absolue des sites associés, mais seulement de leurs séparations (Emery, 2001)

Plus précisément on peut définir plusieurs types de stationnarité :

➤ **Stationnarité stricte :**

La stationnarité stricte correspond à l'invariance par translation de la loi spatiale de la fonction aléatoire. Cette propriété exprime l'idée que toutes les caractéristiques de la régionalisation sont invariantes dans l'espace. Elle est très contraignante car elle suppose une identité de toutes les lois de probabilité dans l'espace.

➤ **Stationnarité d'ordre deux :**

Une fonction aléatoire $Z(x)$ est stationnaire du second ordre quand ses deux premiers moments (espérance et fonction de covariance) existent et sont invariable par translation :

$$\begin{cases} E[Z(x)] = m & \text{indépendant de } x \\ \text{cov}[Z(x+h), Z(x)] = C(h) & \text{ne dépend que de } h \end{cases}$$

Cette dernière relation s'écrit encore : $\text{cov}[Z(x_1), Z(x_2)] = C(x_1 - x_2)$

II.8.3 Variogramme :

La nature n'étant pas totalement imprévisible deux observations situées l'une près de l'autre devrait, en moyenne, se ressembler davantage que deux observations éloignées.

Soient deux points x et $x+h$ séparé d'une distance h . La concentration en x est une variable aléatoire $Z(x)$ la concentration en $x+h$ aussi $Z(x+h)$. La différence entre ces deux variables aléatoires $Z(x+h) - Z(x)$ est également une variable aléatoire dont on peut calculer la variance. Cette variance devrait être plus petite lorsque h est petit et plus grande lorsque les points sont éloignés. On appelle variogramme la demi-variance de cette différence.

On suppose que $Z(x)$ est une fonction aléatoire intrinsèque sans dérivée, c'est-à-dire :

$$\forall x, x+h \in D, \begin{cases} E[Z(x+h) - Z(x)] = 0 \\ \text{var}[Z(x+h) - Z(x)] = 2\gamma(h) \end{cases}$$

Compte tenu de la première relation, la seconde égalité s'écrit encore :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{Var} [Z(x+h) - Z(x)] = \frac{1}{2} E\{[Z(x+h) - Z(x)]^2\}$$

II.8.4 Le krigeage

Le krigeage est une méthode qui permet d'estimer la valeur d'un site à partir des valeurs observées dans les sites avoisinants, en prenant en compte leur configuration géométrique et la structure spatiale de la régionalisation.

Le krigeage s'appuie sur l'interprétation de la variable régionalisée comme la réalisation d'une fonction aléatoire, dont on a modélisé la fonction de covariance ou le variogramme. Il s'agit de chercher, parmi les estimateurs formés par les combinaisons linéaires pondérées des données, celui qui présente les « meilleurs » propriétés (en l'occurrence absence de biais et variance erreur minimale, qui constitue le critère de précision choisi).

Le krigeage présente plusieurs avantages sur les techniques d'interpolation déterministes. D'une part, il fournit une estimation précise et sans biais de la grandeur recherchée. D'autre part, il permet d'apprécier quantitativement la précision de l'estimation, à l'aide d'une variance d'estimation, ce qui n'est pas possible sans le recours à un modèle stochastique. (Emery, 2001)

II.8.4.1. Principe du Krigeage

L'outil de krigeage présuppose que la distance ou la direction liant les points d'échantillon reflète une corrélation spatiale pouvant expliquer les variations de surface. L'outil krigeage applique une fonction mathématique à tous les points, ou certains points déterminés, situés dans un rayon précis. Il détermine la valeur en sortie de chaque emplacement. Le krigeage est un processus multiple ; il comprend l'analyse statistique exploratoire des données, la modélisation des variogrammes, la création de la surface et éventuellement l'exploration de la surface de variance.

II.8.4.2 Formule de Krigeage

Le krigeage est comparable à l'IDW dans la mesure où il déduit, par pondération des relevés existants, les valeurs probables d'emplacements non métés. La formule générale utilisée par les deux méthodes d'interpolation consiste en une somme pondérée des données :

$$\hat{Z}(s_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(s_i)$$

- où :

$Z(s_i)$ = valeur relevée à l'emplacement i th

λ_i = pondération inconnue de la valeur relevée à l'emplacement i th

s_0 = emplacement de prévision

N = nombre de valeurs relevées

Avec la méthode IDW, la pondération, λ_i , dépend uniquement de la distance par rapport à l'emplacement de prévision. En revanche, avec la méthode de krigeage, les pondérations ne s'appuient pas seulement sur la distance entre les points relevés et l'emplacement de prévision, mais aussi sur l'organisation spatiale générale des points relevés. Pour utiliser la disposition spatiale dans la pondération, il faut quantifier l'auto-corrélation spatiale. Ainsi, dans le krigeage ordinaire, la pondération λ_i dépend d'un modèle ajusté selon les points relevés, de la distance par rapport à l'emplacement de prévision et des relations spatiales entre les valeurs relevées autour de celui-ci.

II.8.4.3 Les quatre étapes de krigeage

La quantité autour du quelle repose le krigeage n'est pas l'estimation elle-même (notée ξ_0^*), mais l'erreur d'estimation $\xi_0^* - \xi_0$, différence entre l'estimation et la quantité à estimer. Cette erreur qui est une variable aléatoire $E_0^* - E_0$ dans le modèle probabiliste va devoir vérifier les contraintes suivantes :

a. Contrainte de linéarité

L'erreur de krigeage en site donné doit être une combinaison linéaire pondérée de la fonction aléatoire Z étudiée. Cette contrainte est due de la décision de ne considérer que les deux premiers moments des lois de probabilité (espérance et variance) qui ne sont calculable que sur les combinaisons linéaires de Z

La quantité à estimer étant déjà une fonction linéaire $Z(x)$, la contrainte de linéarité est satisfaite en écrivant l'estimateur comme une combinaison linéaire pondérée des valeurs mesurées :

$$E_0^* = \sum_{\alpha=1}^n \lambda_{\alpha} Z(x_{\alpha})$$

Ou les $x_{\alpha}(\alpha=1, \dots, n)$ sont les sites échantillonnées utilisés pour l'estimation et ou les poids λ_{α} sont les inconnues du problème de krigeage. Ces poids dépendront à la fois de la structure spatiale de la régionalisation et de la configuration de krigeage c'est-à-dire de la configuration géométrique formée par les points de mesure et le site à estimer.

b. Contrainte d'autorisation

L'erreur d'estimation étant donnée (combinaison linéaire pondérée de la fonction aléatoire), il est nécessaire de pouvoir calculer son espérance et sa variance. Dans le cadre stationnaire d'ordre deux, il n'y a pas de contrainte effective d'autorisation car toutes les combinaisons linéaires admettent espérance et variance.

c. Contrainte de non-biais

Cette étape consiste à exprimer que l'erreur d'estimation est d'espérance nulle, c'est-à-dire :

$$E(E_0^* - E_0) = 0$$

On ne peut écrire cette formule que si la contrainte précédente est satisfaite, qui assure l'existence de l'espérance de l'erreur. L'absence de biais ne garantit pas que les erreurs soient faibles, mais seulement que leur moyenne globale est approximativement nulle.

d. Contrainte d'optimalité

A l'issue des étapes précédentes, l'estimateur est soumis à une ou plusieurs conditions mais n'est pas totalement spécifié. La dernière étape consiste à trouver les pondérations qui minimisent la variance de l'erreur d'estimation.

II.9 Synthèse des travaux sur la cartographie des pluies maximales journalières

- Meddi et Toumi (2015) ont réalisé une étude sur 231 stations pluviométriques pour régionaliser et trouver la meilleure distribution pour modéliser les précipitations journalières maximales dans le nord de l'Algérie. Ils ont également élaboré des cartes de précipitations journalières maximales pour les périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 50 et 100 ans en s'appuyant sur un réseau de 255 stations pluviométriques. La variabilité spatiale des quantiles a été évaluée par semi-variogrammes. Ils ont déduit que les précipitations journalières maximales augmentent du sud au nord et d'ouest en est, et sont plus importantes dans les zones côtières de l'est de l'Algérie où elles dépassent 170 mm pour une période de retour de 100 ans. Cependant, il ne dépasse pas 50 mm dans les hautes terres de l'ouest.
- Khelfi et *al* (2017) ont fait une étude concernant les pluies annuelles maximales enregistrées dans 49 stations le nord de l'Algérie. L'objectif de ce travail est de déterminer les courbes (durée-intensité-fréquence) et d'extraire de ces informations le paramètre climatique *b* Montana à régionaliser pour le calcul du débit de la rivière et pour le dimensionnement des réseaux de nettoyage en cas d'insuffisance de données. Différentes durées allant de 15 min à 24 h ont été étudiées. Le co-krigeage colocalisé a été utilisé comme méthode d'estimation multivariée pour l'interpolation afin de produire les cartes de distribution spatiale du paramètre climatique *b* Montana. Toutes les caractéristiques ont conduit à choisir le modèle d'élévation numérique comme covariable pour l'interpolation des valeurs de *b* Montana, ce qui donne une meilleure régionalisation du paramètre climatique étudié. Le traitement géostatistique des valeurs de *b* Montana strictement liées aux variables auxiliaires qui constituent des facteurs physiques permet de surmonter la pénurie de données dans la planification, la gestion et la prévention du risque d'inondation.
- BEROLO et LABORDE ont élaboré trois cartes pluviométriques de trois types de paramètres caractérisant les pluies extrêmes journalières sur les Alpes maritimes (les précipitations journalières décennales, centennales, et le gradex des précipitations journalières pour la saison à plus fort risque) et cela dans le cadre de leurs prévention des risques naturels. Dans leur étude ils ont décrit et analysé les différentes étapes nécessaires à la constructions de ces trois cartes à partir des hauteurs des pluies journalières observée entre 1930 et 2000 sur 68 stations pluviométriques situées dans la zone d'étude ce qui a permis une évaluation satisfaisante du risque pluviométrique journalier dans les Alpes maritimes.
- ALBERT GOULA BI TIE et *al*, ont réalisé une étude dans laquelle les pluies maximales journalières annuelles de 34 postes pluviométriques de la Côte d'Ivoire ont

été analysées sur la période 1947–1995 en comparant deux lois d'ajustement (lognormal et Gumbel). Cette approche a permis la détermination des pluies extrêmes journalières annuelles ayant des périodes de retour de 2, 5, 10, 20, 50 et 100 ans pour les zones non pourvues en station pluviométrique par la méthode du krigeage et la délimitation de leur zone de validité.

- ZAHAR et LABORDE ont élaboré la carte des Gradex et la carte des pluies journalières décennales de la Tunisie en utilisant des techniques d'ajustement statistiques et de synthèse de cartographie appliquées sur 339 séries pluviométriques de plus de trente ans d'observations réparties sur la totalité du territoire tunisien et ceci dans le cadre de la valorisation de la base de données pluviométriques centralisée à la Direction Générale des Ressources en Eau qui constitue la source des données la plus abondante et la plus facilement disponible pour les hydrologues.
- Alain IAGUE et Abel AFOUDA ont estimé et cartographié les maxima annuels des pluies journalières au Bénin en se basant sur les données de 35 stations couvrant globalement la période de 1921 à 2001. Le choix du meilleur modèle de l'analyse fréquentielle a été fait sur la base de la comparaison numérique de cinq lois statistiques. Cette étude a permis de disposer d'une nouvelle cartographie des maxima annuels des pluies journalières pour les périodes de retour 5, 10, 50 et 100 ans au Bénin.

Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté en première partie une revue générale sur l'analyse fréquentielle ; les différentes lois utilisées en hydrologie et la détermination de leurs paramètres ainsi que les différentes méthodes d'ajustement...etc

En deuxième partie nous avons donné un aperçu général sur la cartographie automatisée d'une variable hydrologique ainsi que la méthode d'interpolation utilisée pour l'élaboration des cartes pluviométriques (Krigage) et nous avons conclu par une synthèse des travaux sur la cartographie des pluies maximales journalières.

CHAPITRE III

*Analyse fréquentielle de
pluies maximales
journalières et infra-
journalières*

Chapitre III : Analyse fréquentielle de pluies maximales journalières et infra-journalières

Introduction

La protection contre les dégâts des eaux nécessite de s'intéresser aux pluies extrêmes. Seulement c'est une tâche très contraignante, en raison de la rareté des extrêmes ainsi que de la taille des séries d'observations, qui est pour la majorité des cas courte. Lorsque les données concernant des événements passés sont disponibles, l'analyse fréquentielle, qui est une méthode de prédiction, permet d'étudier des événements passés, d'en déterminer la probabilité de réapparition future, afin de s'en protéger. Cette étude passe par une analyse statistique des observations afin de pouvoir énoncer les probabilités associées à des événements à risque. La démarche statistique, qui suppose la stabilité de la population s'effectue par la sélection des observations représentatives sous forme d'un échantillon qui sera ajusté à une distribution de probabilité théorique et l'utilisation des résultats obtenus dans l'estimation des risques.

III.1 Présentation du logiciel utilisé

Le logiciel R est un logiciel de statistique créé par Ross Ihaka & Robert Gentleman. Il est à la fois un langage informatique et un environnement de travail : les commandes sont exécutées grâce à des instructions codées dans un langage relativement simple, les résultats sont affichés sous forme de texte et les graphiques sont visualisés directement dans une fenêtre qui leur est propre. C'est un clone du logiciel S-plus qui est fondé sur le langage de programmation orienté objet S, développé par AT&T Bell Laboratoires en 1988. Ce logiciel sert à manipuler des données, à tracer des graphiques et à faire des analyses statistiques sur ces données. (Lafaye et *al*, 2011)

RStudio est un outil apparu récemment et qui vient combler un manque dans la collection des outils associés à R : il s'agit d'un environnement de développement intégré (*IDE* en anglais) fonctionnel, libre, gratuit et multiplateforme. Un IDE n'est pas une interface graphique au sens de SPSS ou Modalisa, qui permettrait d'utiliser le logiciel à travers des menus et des boîtes de dialogue : il s'agit d'un environnement facilitant la saisie, l'exécution de code, la visualisation des résultats, etc. (Barnier ,2011)

R est un langage orienté vers le traitement de données et l'analyse statistique dérivé du langage S. Il est développé depuis plus de 10 ans par une communauté d'utilisateurs de différents pays.

L'utilisation de R présente plusieurs avantages :

- c'est un logiciel multiplateforme, qui fonctionne aussi bien sur des systèmes Linux, Mac OS X ou Windows ;
- c'est un logiciel libre, développé par ses utilisateurs et modifiable par tout un chacun ;
- c'est un logiciel gratuit ;

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

- c'est un logiciel très puissant, dont les fonctionnalités de base peuvent être étendues à l'aide d'extensions ;
- c'est un logiciel dont le développement est très actif et dont la communauté d'utilisateurs ne cesse de s'agrandir ;
- c'est un logiciel avec d'excellentes capacités graphiques.

III.2 R et les statistiques

R est un logiciel dans lequel de nombreuses techniques statistiques modernes et classiques ont été implémentés. Les méthodes les plus courantes permettant de réaliser une analyse statistique telles que :

- Statistique descriptive ;
- Tests d'hypothèses ;
- Analyse de la variance ;
- Méthodes de régression linéaire (simple et multiple) ;
- etc.

Sont enchâssées directement dans le cœur du système. La plupart des méthodes avancées de statistique sont aussi disponibles au travers de modules externes appelés packages. Ceux-ci sont faciles à installer directement à partir d'un menu du logiciel. Ils sont tous regroupés sur le site internet du Comprehensive R Archive Network (CRAN) sur lequel on peut les consulter.

II.2.1 Le paquet nsRFA

Les paquets R sont un ensemble de fonctions et de codes qui ont été définis par les développeurs pour résoudre des problèmes spécifiques. Dans notre travail, on a utilisé le paquet **nsRFA** qui est une collection d'outils statistiques pour les applications objectives (non supervisées) des méthodes d'analyse de fréquence régionale en hydrologie. L'ensemble fait référence à la méthode de l'indice-valeur et, plus précisément, aide l'hydrologue à:

- régionaliser la valeur de l'indice;
- former des régions homogènes avec des courbes de croissance similaires;
- adapter les fonctions de distribution aux courbes de croissance régionales empiriques.

III.3 Analyse fréquentielle des pluies maximales journaliers et infra-journalières

L'analyse fréquentielle tend à prédire le comportement des événements hydrologiques tout en déterminant les quantiles correspondants à des périodes de retour données par une approche statistique tout en se basant sur des données historiques et contemporaines brutes, auxquelles on fait subir un traitement statistique.

La modélisation statistique de séries (WMO, 1989) suppose que l'on choisisse au préalable :

- a- la façon de constituer un échantillon,
- b - une loi de distribution,
- c - une méthode d'estimation des paramètres et des quantiles,
- d - un schéma qui permette l'utilisation conjointe de données locales et régionales (Cunnann, 1989)

III.3.1 Homogénéité de la zone d'étude

Après plusieurs tentatives pour former les zones homogènes dans le nord de l'Algérie, Meddi et Toumi, 2015 ont déterminé douze zones homogènes en terme des pluies maximales journalières en utilisant la méthode des L-moments. Pour la validation de l'homogénéité de ces douze régions, ils ont utilisé le test de discordance proposé par Hosking et Wallis (1993). Le test de discordance D_i indique, en termes de L-moments, si une station est significativement différent des autres stations du même groupe. Les résultats du test de discordance de ces douze groupes indiquent qu'il n'y a pas station discordante dans les groupes (la valeur critique de $D_i = 3$ n'est pas dépassée).

La carte ci-dessous représente les douze zones homogènes en terme des pluies maximales journalières établit par (Meddi et Toumi,2015)

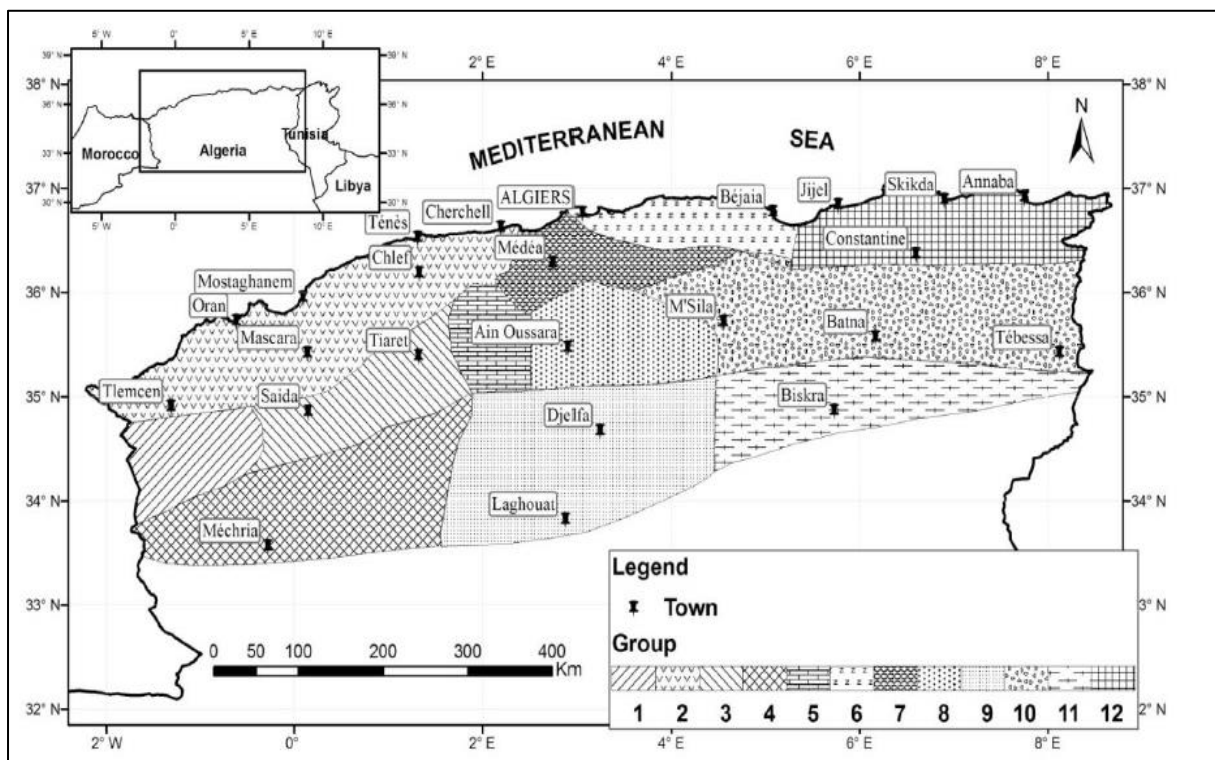


Figure III-1: situation géographiques des douze groupes homogènes dans le nord d'Algérie (Meddi et Toumi, 2015)

III.3.1 Choix de la distribution de probabilité

Le choix d'une loi de probabilité est guidé par des considérations théoriques et pratiques. Gumbel (1958) et Pickands (1975), à partir de développements théoriques sur les propriétés asymptotiques des valeurs extrêmes, recommandent respectivement l'usage de la loi de valeurs extrêmes généralisée (GEV) pour les valeurs extrêmes annuelles.

Une enquête de l'OMM (1989) faite auprès de 55 agences de 28 pays révèle que 52 % de ces dernières ont pour habitude d'utiliser comme loi de distribution, la loi des valeurs extrêmes généralisées (GEV), comme référence principale. Cette loi admet comme cas particuliers, les lois de Gumbel), Fréchet et Weibull. 31 % des agences utilisent soit une loi Pearson III (P3) soit une loi Log Pearson III (LP3) ou encore, une loi Pearson type III (LN) (Habibi *et al.*,

2012). La distribution de Gumbel a longtemps été le modèle le plus utilisé pour estimer les quantiles. Plusieurs arguments comportant en même temps un raisonnement théorique et des faits théoriques sont supposés défendre la pertinence de cette loi (Koutsoyiannis, 2004). Koutsoyiannis, (2004) a montré que l'application de la loi de Gumbel peut conduire à une mauvaise estimation du risque par une sous estimation des plus grandes valeurs extrêmes de pluies, spécialement lorsque les séries disposent de quelques décennies de données et ne peuvent avoir la même distribution que la distribution réelle. Ce qui suggère que la loi Gumbel est le modèle adéquat alors que ce n'est pas le cas. Donc, de nombreux chercheurs préfèrent la loi des valeurs extrêmes (GEV) à la loi de Gumbel pour modéliser les pluies journalières maximales annuelles (Wilks, 1993; Chaouche et al., 2002; Koutsoyiannis, 2004; Onibon et al., 2004). La différence entre les quantiles estimés par la loi Gumbel et les quantiles par la loi GEV est considérable (Muller, 2006). Pour une fréquence donnée, les quantiles d'une loi GEV peuvent être deux à trois fois plus grands que les quantiles d'une loi Gumbel (Meddi et Toumi, 2015).

De ce fait, la loi de distribution retenue dans la présente étude est la loi GEV, la formulation mathématique de cette loi est :

$$F(X) = e^{\left[1 - \frac{k(X-X_0)}{s}\right]^{1/k}}$$

Trois paramètres interviennent :

- x_0 le paramètre de position,
- s le paramètre d'échelle
- k le paramètre de forme.

III.3.2 Ajustement de la loi de distribution

On a choisi la méthode du maximum de vraisemblance ; une technique statistique pour estimer les paramètres du modèle, qui consiste à considérer que les paramètres inconnus de la loi à ajuster doivent être tels qu'ils maximisent la probabilité d'apparition de l'échantillon observé. Elle est généralement recommandée car elle est polyvalente, peut s'appliquer à la plupart des modèles et à différents types de données, et produit les estimations les plus précises.

La méthode du maximum de vraisemblance est une méthode d'estimation paramétrique qui doit sa popularité à

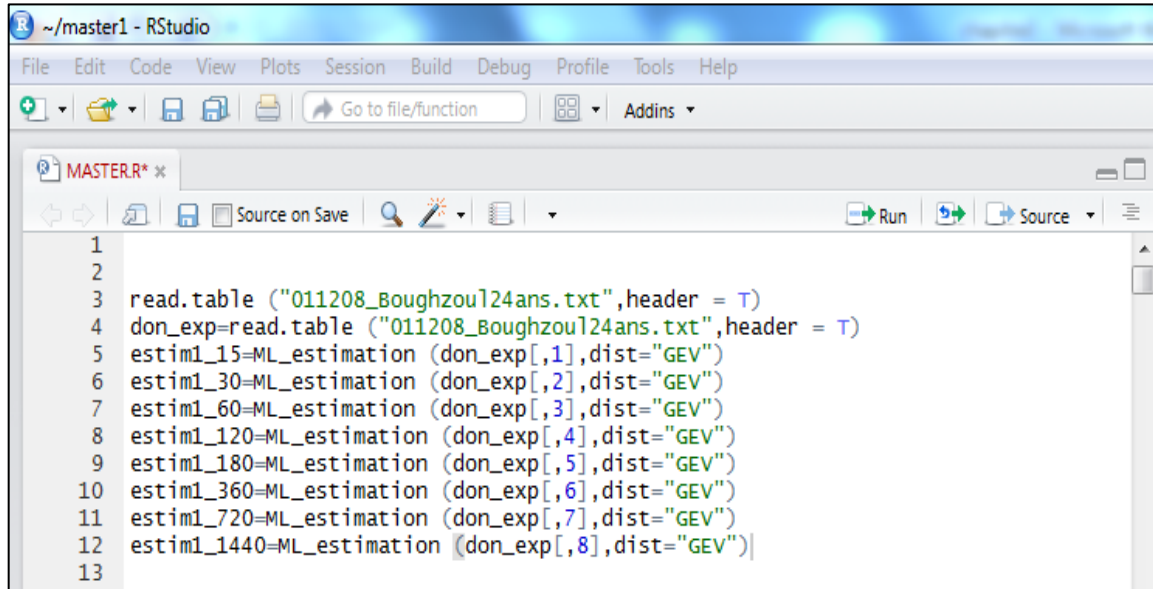
- la simplicité de son approche,
- sa faculté d'adaptation à une modélisation complexée de paramètres
- l'aspect numérique accessible grâce à l'application de méthodes d'optimisation connues.

Elle permet de :

- construire des estimateurs performants,
- construire des intervalles de confiances précis,
- mettre en œuvre des tests statistiques "puissants".

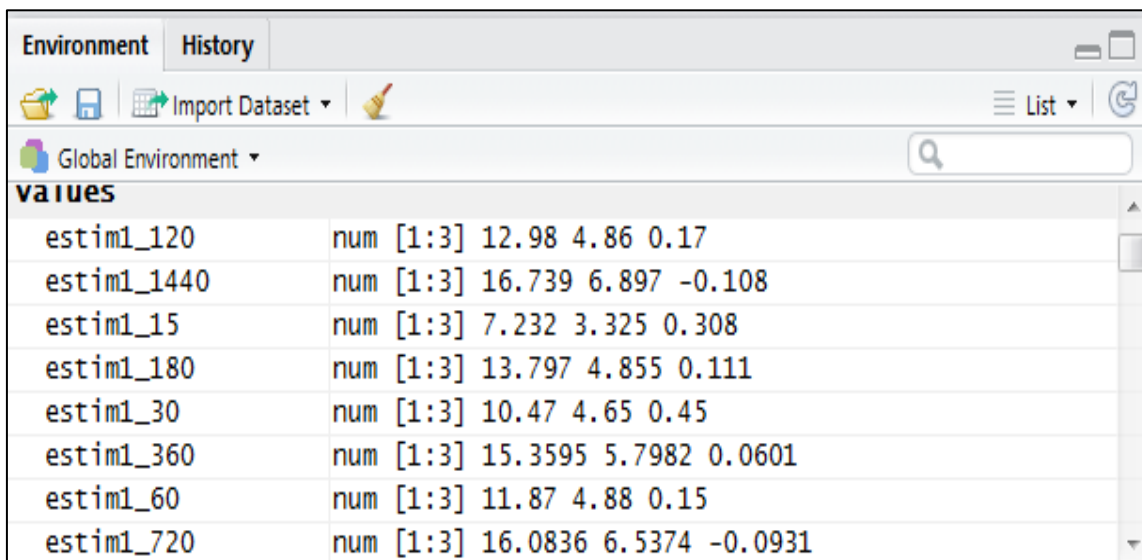
III.3.3 Estimation des paramètres de la loi de distribution

A titre d'illustration, les tableaux suivants donnent les résultats numériques des estimations de type maximum de vraisemblance des paramètres des fonctions de distribution des hauteurs maximales infra-journalières de précipitation, établis à l'aide du logiciel **R-Studio**



```
1
2
3 read.table ("011208_Boughzoul24ans.txt",header = T)
4 don_exp=read.table ("011208_Boughzoul24ans.txt",header = T)
5 estim1_15=ML_estimation (don_exp[,1],dist="GEV")
6 estim1_30=ML_estimation (don_exp[,2],dist="GEV")
7 estim1_60=ML_estimation (don_exp[,3],dist="GEV")
8 estim1_120=ML_estimation (don_exp[,4],dist="GEV")
9 estim1_180=ML_estimation (don_exp[,5],dist="GEV")
10 estim1_360=ML_estimation (don_exp[,6],dist="GEV")
11 estim1_720=ML_estimation (don_exp[,7],dist="GEV")
12 estim1_1440=ML_estimation (don_exp[,8],dist="GEV")
13
```

Figure III-2: Exemple de l'estimation des paramètres (station de Boughzoul)



Environment	History
Global Environment	
values	
estim1_120	num [1:3] 12.98 4.86 0.17
estim1_1440	num [1:3] 16.739 6.897 -0.108
estim1_15	num [1:3] 7.232 3.325 0.308
estim1_180	num [1:3] 13.797 4.855 0.111
estim1_30	num [1:3] 10.47 4.65 0.45
estim1_360	num [1:3] 15.3595 5.7982 0.0601
estim1_60	num [1:3] 11.87 4.88 0.15
estim1_720	num [1:3] 16.0836 6.5374 -0.0931

Figure III-3: Résultat de l'estimation des paramètres (Station de Boughzoul)

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

Tableau III-1: Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 15minutes

station	Nombre d'année	Ψ	α	k
Boughzoul	24	7,232	3,325	0,308
Ghrib	15	4,045	2,096	-0,172
Tamazghida	26	3,515	1,991	-0,564
Medea	24	5,019	2,274	-0,524
Somaa	13	5,176	3,439	-0,384
Bordj Emir AEK	29	5,050	2,419	-0,328
Theniet El Had	28	7,010	2,690	-0,900
Khmis Miliana	25	5,714	2,282	-0,077
Arib Ebda	28	4,837	1,322	-0,231
El AAnneb	29	6,175	2,06	-0,306
El Touaibia	30	5,884	2,965	-0,263
Oued Fodda	25	5,111	1,733	-0,103
Oum Drou	32	6,625	3,340	-0,014
Benaria	30	5,817	2,491	-0,601
Si Tayeb	29	4,646	1,759	-0,241
Chlef	28	6,564	2,885	-0,008
Abou El Hassan	28	5,366	2,482	0,288
Meurad	17	7,351	2,687	-0,042
Gouraya	17	7,434	3,244	0,052
Boukerdane	20	7,722	2,594	0,694
Bir M.Rais	16	10,019	3,657	-0,033
Deux Bassins	24	6,759	3,972	-0,493
Rouiba	24	7,759	4,423	-0,438
Ozeboudj	38	6,325	3,771	-0,534
Ouzra	24	6,533	3,329	0,0496
Mozaia	14	8,880	5,890	1,170
Azzazga	29	5,132	1,620	-0,448
Aghrib	11	7,950	1,180	-1,560
Beni Yenni	28	6,312	2,984	-0,248
Bouassem	26	6,350	3,150	-0,180
Argoub	16	8,490	2,650	0,560
Souk El Djamaa	24	5,965	2,564	0,038
Souagui	24	5,700	3,200	-0,380
Mahter	22	8,204	4,499	-0,205
Dechemia	20	5,746	3,054	-0,212
Tizi Ghanif	28	7,492	2,531	-0,446
Chabet	24	7,024	3,273	0,048
SEG	23	7,864	4,871	-0,090
Bouira	14	6,711	1,924	0,121
Mchedallah	29	6,044	3,295	0,079

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

Tableau III-2 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 30 minutes

station	Nombre d'année	Ψ	α	k
Boughzoul	24	10,470	4,650	0,450
Ghrib	15	6,365	3,228	-0,087
Tamazghida	26	6,120	3,130	-0,420
Medea	24	8,074	2,455	-0,471
Somaa	13	7,521	4,347	-0,263
Bordj Emir AEK	29	8,721	4,034	-0,183
Theniet El Had	28	9,490	3,300	-1,040
Khmis Miliana	25	8,770	3,670	0,210
Arib Ebda	28	7,730	2,101	-0,294
El AAnneb	29	8,743	2,888	-0,405
El Touaibia	30	7,730	3,870	-0,290
Oued Fodda	25	8,103	3,362	-0,045
Oum Drou	32	9,428	3,950	-0,102
Benaria	30	9,460	3,629	-0,519
Si Tayeb	29	7,575	2,197	-0,239
Chlef	28	9,646	3,990	0,114
Abou El Hassan	28	8,262	3,636	0,143
Meurad	17	12,141	4,714	0,502
Gouraya	17	10,84	4,600	-0,260
Boukerdane	20	11,631	4,434	0,459
Bir M.Rais	16	13,697	5,211	-0,289
Deux Bassins	24	11,182	5,876	-0,409
Rouiba	24	11,386	5,900	-0,333
Ozeboudj	38	9,155	4,656	-0,415
Ouzra	24	8,543	3,232	0,216
Mozaia	14	10,280	5,690	0,240
Azzazga	29	9,655	3,412	0,171
Aghrib	11	13,774	4,788	0,282
Beni Yenni	28	8,977	3,726	-0,319
Bouassem	26	9,064	4,193	-0,288
Argoub	16	11,980	3,330	0,290
Souk El Djamaa	24	8,496	4,234	-0,033
Souagui	24	7,721	3,536	-0,538
Mahter	22	11,025	7,545	-0,127
Dechemia	20	7,470	2,857	-0,179
Tizi Ghanif	28	10,788	3,750	-0,386
Chabet	24	10,416	4,808	0,0374
SEG	23	11,199	6,056	0,159
Bouira	14	7,490	1,686	-0,889
Mchedallah	29	7,793	3,987	-0,047

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

Tableau III-3 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 60minutes

station	Nombre d'année	Ψ	α	k
Boughzoul	24	11,870	4,880	0,150
Ghrib	15	9,167	4,391	0,015
Tamazghida	26	9,165	4,122	-0,257
Medea	24	11,734	2,925	-0,259
Somaa	13	9,889	4,297	-0,286
Bordj Emir AEK	29	12,150	4,850	-0,250
Theniet El Had	28	11,050	4,280	-1,110
Khmis Miliana	25	12,167	4,717	0,184
Arib Ebda	28	11,190	3,438	-0,106
El AAnneb	29	11,876	3,729	-0,352
El Touaibia	30	9,674	4,077	-0,322
Oued Fodda	25	10,880	4,949	-0,143
Oum Drou	32	12,417	5,002	-0,071
Benaria	30	14,710	5,529	-0,176
Si Tayeb	29	10,451	2,842	-0,231
Chlef	28	12,453	4,818	0,052
Abou El Hassan	28	11,750	4,782	0,061
Meurad	17	16,246	5,422	0,095
Gouraya	17	14,515	5,134	-0,714
Boukerdane	20	15,712	5,925	0,487
Bir M.Rais	16	17,890	6,540	-0,350
Deux Bassins	24	15,280	7,830	-0,400
Rouiba	24	14,750	7,132	-0,301
Ozeboudj	38	12,700	5,540	-0,320
Ouzra	24	10,943	3,263	0,536
Mozaia	14	12,481	7,258	0,054
Azzazga	29	14,518	4,694	0,227
Aghrib	11	19,465	6,356	0,237
Beni Yenni	28	12,767	4,431	-0,274
Bouassem	26	12,607	5,326	-0,244
Argoub	16	15,148	5,387	-0,001
Souk El Djamaa	24	11,165	5,607	-0,196
Souagui	24	9,473	3,788	-0,653
Mahter	22	14,128	5,965	-0,132
Dechemia	20	9,909	2,808	-0,124
Tizi Ghanif	28	13,064	4,001	-0,556
Chabet	24	13,831	6,109	0,072
SEG	23	13,666	5,815	0,199
Bouira	14	10,624	2,986	-0,115
Mchedallah	29	8,951	4,129	-0,127

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

Tableau III-4: Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps de 120 minutes

station	Nombre d'année	Ψ	α	k
Boughzoul	24	12,980	4,860	0,170
Ghrib	15	13,370	5,878	0,301
Tamazghida	26	12,623	5,423	-0,101
Medea	24	17,541	5,223	-0,127
Somaa	13	12,105	4,712	-0,278
Bordj Emir AEK	29	15,904	6,194	-0,125
Theniet El Had	28	14,370	5,290	-1,090
Khmis Miliana	25	15,459	5,106	0,061
Arib Ebda	28	15,234	4,100	-0,068
El AAnneb	29	18,070	5,060	-0,140
El Touaibia	30	12,385	4,139	-0,307
Oued Fodda	25	13,516	5,544	-0,217
Oum Drou	32	16,289	5,2607	-0,0432
Benaria	30	20,749	7,402	-0,083
Si Tayeb	29	13,797	3,294	-0,101
Chlef	28	16,088	5,987	0,016
Abou El Hassan	28	16,066	6,025	0,145
Meurad	17	21,348	6,229	0,004
Gouraya	17	22,102	9,051	-0,088
Boukerdane	20	22,014	8,483	0,484
Bir M.Rais	16	17,890	6,540	-0,350
Deux Bassins	24	20,509	9,659	-0,298
Rouiba	24	19,110	7,961	-0,361
Ozeboudj	38	16,923	6,035	-0,354
Ouzra	24	13,553	3,151	0,135
Mozaia	14	13,596	8,157	-0,177
Azzazga	29	19,919	5,795	0,050
Aghrib	11	25,672	7,714	-0,134
Beni Yenni	28	19,509	6,235	-0,023
Bouassem	26	17,695	6,163	-0,216
Argoub	16	19,829	7,748	-0,293
Souk El Djamaa	24	13,823	6,163	-0,343
Souagui	24	12,712	4,315	-0,458
Mahter	22	19,701	6,769	-0,024
Dechemia	20	13,750	3,793	0,101
Tizi Ghanif	28	17,176	4,828	-0,664
Chabet	24	18,916	7,484	0,258
SEG	23	16,652	6,65	0,341
Bouira	14	13,579	3,787	0,015
Mchedallah	29	11,314	4,322	0,033

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

Tableau III-5 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps 180 minutes

station	Nombre d'année	Ψ	α	k
Boughzoul	24	13,797	4,855	0,111
Ghrib	15	16,182	7,031	0,277
Tamazghida	26	15,950	7,273	0,015
Medea	24	21,732	6,409	0,017
Somaa	13	14,211	5,807	-0,204
Bordj Emir AEK	29	17,898	6,530	-0,153
Theniet El Had	28	18,176	7,770	-0,789
Khmis Miliana	25	18,098	5,284	0,038
Arib Ebda	28	18,226	5,512	-0,045
El AAnneb	29	22,7628	6,5204	0,0089
El Touaibia	30	14,118	4,016	-0,326
Oued Fodda	25	15,824	5,955	-0,145
Oum Drou	32	18,483	5,238	-0,164
Benaria	30	23,597	8,779	-0,063
Si Tayeb	29	16,26547	3,65009	0,00739
Chlef	28	17,784	6,5494	-0,0529
Abou El Hassan	28	19,284	8,055	0,178
Meurad	17	23,968	6,77	-0,101
Gouraya	17	24,3652	9,5468	-0,0695
Boukerdane	20	26,157	10,097	0,638
Bir M.Rais	16	26,85	8,468	-0,534
Deux Bassins	24	24,169	9,685	-0,298
Rouiba	24	22,519	9,187	-0,358
Ozeboudj	38	20,995	7,095	-0,174
Ouzra	24	15,7497	3,7706	-0,0522
Mozaia	14	15,139	9,14	-0,167
Azzazga	29	24,200	6,680	0,002
Aghrib	11	31,8573	10,6822	-0,0135
Beni Yenni	28	24,442	8,066	0,115
Bouassem	26	21,816	8,063	-0,144
Argoub	16	21,85	6,893	-0,641
Souk El Djamaa	24	15,469	6,789	-0,321
Souagui	24	14,124	3,977	-0,688
Mahter	22	24,492	8,05	0,127
Dechemia	20	15,648	3,615	-0,102
Tizi Ghanif	28	21,461	7,067	-0,453
Chabet	24	22,684	7,979	0,348
SEG	23	18,515	7,387	0,244
Bouira	14	16,806	5,268	0,287
Mchedallah	29	12,936	4,769	0,132

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

Tableau III-6 : Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps 360 minutes

station	Nombre d'année	Ψ	α	k
Boughzoul	24	15,360	5,798	0,060
Ghrib	15	19,088	8,117	0,183
Tamazghida	26	20,881	9,231	0,031
Medea	24	30,092	9,834	0,205
Somaa	13	17,891	7,124	-0,208
Bordj Emir AEK	29	22,887	7,925	-0,159
Theniet El Had	28	22,977	8,382	-0,996
Khmis Miliana	25	22,679	6,431	0,023
Arib Ebda	28	24,834	8,962	0,139
El AAnneb	29	32,298	8,629	0,176
El Touaibia	30	16,938	5,024	-0,314
Oued Fodda	25	19,447	7,510	-0,035
Oum Drou	32	24,016	7,165	0,007
Benaria	30	28,043	11,316	-0,264
Si Tayeb	29	21,242	5,640	0,181
Chlef	28	20,839	7,785	-0,073
Abou El Hassan	28	26,710	12,711	0,204
Meurad	17	30,153	8,604	-0,087
Gouraya	17	32,196	10,415	0,143
Boukerdane	20	33,028	12,449	0,393
Bir M.Rais	16	40,142	15,067	0,224
Deux Bassins	24	32,669	12,031	-0,197
Rouiba	24	29,700	13,050	-0,120
Ozeboudj	38	27,570	8,340	-0,220
Ouzra	24	21,509	5,189	-0,182
Mozaia	14	18,008	10,560	-0,098
Azzazga	29	33,451	7,559	-0,193
Aghrib	11	46,260	16,380	0,230
Beni Yenni	28	33,926	11,564	0,057
Bouassem	26	30,687	11,981	-0,005
Argoub	16	29,582	12,528	-0,296
Souk El Djamaa	24	18,540	7,451	-0,304
Souagui	24	18,728	6,413	-0,411
Mahter	22	32,299	11,575	0,014
Dechemia	20	19,387	4,240	-0,175
Tizi Ghanif	28	30,289	11,46	-0,266
Chabet	24	33,028	12,449	0,393
SEG	23	24,169	9,237	0,301
Bouira	14	20,734	6,729	0,533
Mchedallah	29	15,739	5,983	0,056

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

Tableau III-7: Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps 720 minutes

station	Nombre d'année	Ψ	α	k
Boughzoul	24	16,084	6,537	-0,093
Ghrib	15	22,383	10,848	0,126
Tamazghida	26	26,592	12,191	-0,024
Medea	24	37,371	11,348	-0,061
Somaa	13	21,168	8,566	-0,149
Bordj Emir AEK	29	30,056	10,759	-0,185
Theniet El Had	28	30,395	11,427	-0,813
Khmis Miliana	25	26,713	9,313	0,007
Arib Ebda	28	34,275	15,928	0,386
El AAnneb	29	40,5651	13,106	0,0615
El Touaibia	30	20,076	5,461	-0,428
Oued Fodda	25	23,5311	9,9322	0,0387
Oum Drou	32	29,086	9,946	-0,338
Benaria	30	33,959	13,339	-0,476
Si Tayeb	29	24,52	5,969	0,101
Chlef	28	24,1593	9,2235	-0,0926
Abou El Hassan	28	33,714	17,6127	0,0577
Meurad	17	40,575	12,641	0,343
Gouraya	17	37,104	11,784	0,258
Boukerdane	20	43,605	17,721	0,435
Bir M.Rais	16	49,113	18,727	0,146
Deux Bassins	24	46,73	20,796	0,128
Rouiba	24	34,4	16,5	-0,1
Ozeboudj	38	36,082	10,467	-0,271
Ouzra	24	28,54	9,03	-0,12
Mozaia	14	20,9093	12,261	-0,0575
Azzazga	29	48,0015	14,5857	-0,0834
Aghrib	11	59,9411	21,8722	-0,0801
Beni Yenni	28	43,814	17,233	-0,123
Bouassem	26	42,317	16,246	0,123
Argoub	16	38,387	16,867	-0,153
Souk El Djamaa	24	21,173	9,391	-0,266
Souagui	24	22,838	7,221	-0,375
Mahter	22	40,119	17,143	-0,134
Dechemia	20	26,004	5,291	-0,234
Tizi Ghanif	28	37,422	16,208	-0,213
Chabet	24	41,399	14,25	0,405
SEG	23	28,229	9,922	0,123
Bouira	14	22,88	6,709	0,364
Mchedallah	29	19,9848	8,0332	-0,0511

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières

Tableau III-8: Valeurs des paramètres estimés de la distribution GEV pour un pas de temps 1440 minutes

station	Nombre d'année	Ψ	α	k
Boughzoul	24	16,739	6,897	-0,108
Ghrib	15	24,777	13,917	0,054
Tamazghida	26	33,226	17,037	-0,075
Medea	24	46,338	13,544	-0,032
Somaa	13	22,466	7,919	-0,216
Bordj Emir AEK	29	35,619	15,301	-0,169
Theniet El Had	28	35,338	13,892	-0,661
Khmis Miliana	25	30,149	8,280	-0,337
Arib Ebda	28	41,010	20,086	0,189
El AAnneb	29	46,239	16,416	-0,131
El Touaibia	30	22,567	6,993	-0,378
Oued Fodda	25	28,2	13,1	0,1
Oum Drou	32	32,391	11,201	-0,376
Benaria	30	40,506	17,758	-0,573
Si Tayeb	29	27,206	8,038	0,104
Chlef	28	26,1674	10,0536	-0,0711
Abou El Hassan	28	38,881	21,414	-0,127
Meurad	17	49,679	17,296	0,305
Gouraya	17	42,087	12,429	0,386
Boukerdane	20	53,918	23,713	0,379
Bir M.Rais	16	53,565	20,058	0,205
Deux Bassins	24	66,329	30,341	0,521
Rouiba	24	41,6559	19,7113	0,0167
Ozeboudj	38	44,503	16,847	-0,253
Ouzra	24	33,4	12,8	-0,1
Mozaia	14	23,7032	14,7507	-0,0155
Azzazga	29	61,5929	21,5221	-0,0376
Aghrib	11	77,344	30,152	-0,129
Beni Yenni	28	57,8982	27,7997	-0,0588
Bouassem	26	53,144	23,378	-0,013
Argoub	16	46,119	22,25	-0,194
Souk El Djamaa	24	24,018	11,163	-0,265
Souagui	24	24,448	9,004	-0,408
Mahter	22	47,799	22,139	-0,069
Dechemia	20	29,4	7,898	-0,216
Tizi Ghanif	28	46,06	21,32	-0,15
Chabet	24	53,925	18,821	0,627
SEG	23	30,334	11,959	0,109
Bouira	14	25,15	8,87	0,19
Mchedallah	29	22,511	10,429	-0,108

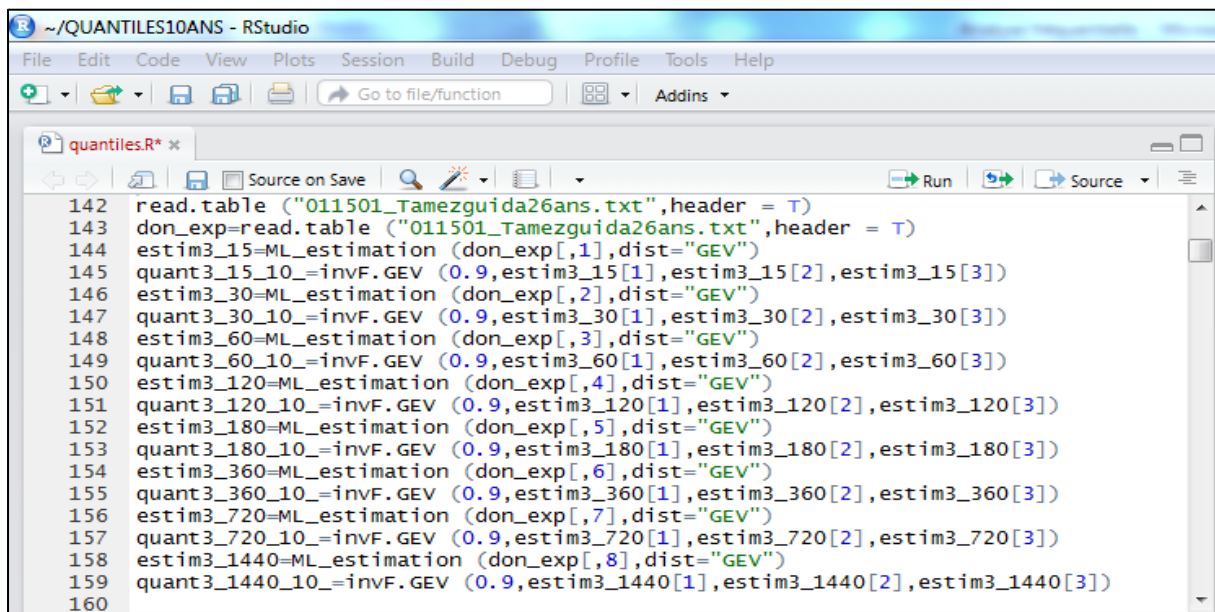
III.3.3.1 Interprétation des résultats

Le paramètre de forme (k) présente une très forte variabilité pour les différents pas du temps. Il traduit le poids des valeurs extrêmes de pluie dans la distribution initiale. Il est difficile d'avoir une estimation précise de ce paramètre à cause de la variabilité de l'échantillonnage. Ce qui concerne le paramètre d'échelle (α) les valeurs minimales obtenues pour les 8 pas de temps (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440min) sont : 1.18 mm (station de Aghrib), 5.890 mm (station de Mouzaia), 2.808mm (station de Dechemia), 3.151mm (Station de Ouazra), 3.615, 4.240mm et 5.291mm (station de Dechmia) et 6.897mm (station de Boughzoul). Pour les mêmes pas de temps, les plus fortes valeurs de ce paramètre sont à l'ordre de 5.890mm (station de Mouzaia), 6.056mm (station de SEG), 7.830mm, 9.659mm (station de Deux bassins), 10.682mm, 16.380mm, 21.872mm (station de Aghrib) et 30.341 mm (station des deux bassins).

III.4 Estimation des pluies décanales

La période de retour (ou de récurrence) T d'un événement donné est le nombre moyen d'années au cours desquelles on peut s'attendre à ce qu'un événement d'ampleur égale ou supérieure se reproduise une seule fois. L'estimation des précipitations extrêmes correspondant aux quantiles de périodes de retour couramment utilisées en hydrologie est l'étape finale de la procédure d'analyse de fréquence régionale.

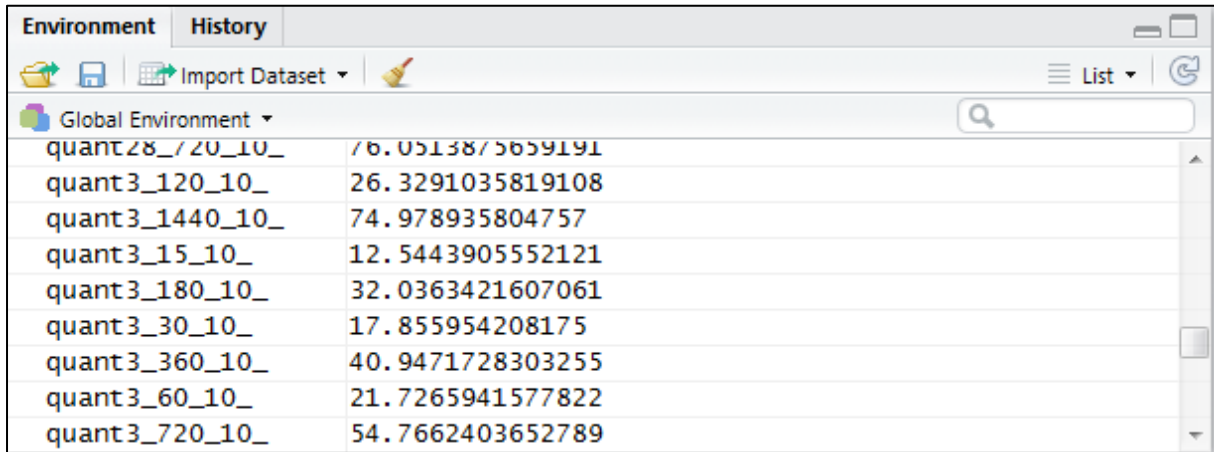
A l'aide du logiciel Rstudio, nous calculons pour chaque station les quantiles de période de retour $T=10$ ans, en utilisant les paramètres de la loi GEV estimés localement.



```
142 read.table ("011501_Tamezguida26ans.txt",header = T)
143 don_exp=read.table ("011501_Tamezguida26ans.txt",header = T)
144 estim3_15=ML_estimation (don_exp[,1],dist="GEV")
145 quant3_15_10=invF.GEV (0.9,estim3_15[1],estim3_15[2],estim3_15[3])
146 estim3_30=ML_estimation (don_exp[,2],dist="GEV")
147 quant3_30_10=invF.GEV (0.9,estim3_30[1],estim3_30[2],estim3_30[3])
148 estim3_60=ML_estimation (don_exp[,3],dist="GEV")
149 quant3_60_10=invF.GEV (0.9,estim3_60[1],estim3_60[2],estim3_60[3])
150 estim3_120=ML_estimation (don_exp[,4],dist="GEV")
151 quant3_120_10=invF.GEV (0.9,estim3_120[1],estim3_120[2],estim3_120[3])
152 estim3_180=ML_estimation (don_exp[,5],dist="GEV")
153 quant3_180_10=invF.GEV (0.9,estim3_180[1],estim3_180[2],estim3_180[3])
154 estim3_360=ML_estimation (don_exp[,6],dist="GEV")
155 quant3_360_10=invF.GEV (0.9,estim3_360[1],estim3_360[2],estim3_360[3])
156 estim3_720=ML_estimation (don_exp[,7],dist="GEV")
157 quant3_720_10=invF.GEV (0.9,estim3_720[1],estim3_720[2],estim3_720[3])
158 estim3_1440=ML_estimation (don_exp[,8],dist="GEV")
159 quant3_1440_10=invF.GEV (0.9,estim3_1440[1],estim3_1440[2],estim3_1440[3])
160
```

Figure III-4: Exemple de l'estimation des quantiles de période de retour 10ans (station de Tamezguida)

Chapitre III : Analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra journalières



Quantile	Valeur
quant28_/20_10_	76.0513875659191
quant3_120_10_	26.3291035819108
quant3_1440_10_	74.978935804757
quant3_15_10_	12.5443905552121
quant3_180_10_	32.0363421607061
quant3_30_10_	17.855954208175
quant3_360_10_	40.9471728303255
quant3_60_10_	21.7265941577822
quant3_720_10_	54.7662403652789

Figure III-5: Résultat de l'estimation du quantile de période de retour 10ans (station de Tamezguida)

Les résultats de l'estimation des pluies journalières et infra-journalières décennales sont représentés dans les tableaux (**annexe N°1**)

D'après ces tableaux, on remarque que la station de Thniet Elhad présente les plus grands quantiles pour un pas de 15, 30, 60,120, 180,360 et 720min avec une valeur de 26.679mm, 39.261mm, 54.111mm, 65.617mm ,66.472mm, 93.698mm et 103.885mm respectivement. LE plus grand quantile pour un pas de temps de 1440min est marqué dans la station de Benaria avec une valeur de 122.089mm.

III.5 Intervalle de confiance par la méthode du Bootstrap

La loi des valeurs extrêmes généralisées, comme toutes les autres est loin d'être un modèle parfait. Pour mieux apprécier les estimations des précipitations maximales, on a procédé au calcul d'erreur par intervalles de confiance.

Le bootstrap fournit plusieurs avantages par rapport à l'approche paramétrique traditionnelle. Il est facile de décrire la méthode et celle-ci s'applique aux situations compliquées, car des suppositions quant à la distribution des données, telles que la normalité ou d'autres, ne sont pas nécessaires (la distribution a priori est inconnue).

Pour plus de précision, on a procédé au calcul des intervalles de confiance à 90 % pour chaque quantile par la méthode de Bootstraps à l'aide du logiciel Rstudio.

L'incertitude à 90 % sur l'estimation des quantiles $Q_{10\text{ans}}$ sont illustrés par les tableaux en (**Annexe N°1**)

Conclusion

Les précipitations sont des processus variables aussi bien dans l'espace que dans le temps. L'estimation des pluies extrêmes et de leur période de retour est un prérequis pour la prévision des risques. De ce fait, une analyse fréquentielle de séries annuelles de pluies maximales journalières et infra-journalières a été réalisée sur les données de 40 stations pluviométriques du centre nord d'Algérie. Pour se faire, La loi GEV « General Extreme Value », a été retenue, ajustée au maximum de vraisemblance. Les paramètres de la GEV ont été calculés à l'aide du logiciel **Rstudio** ainsi que les quantiles de période de retour de 10ans et leurs intervalles de confiance afin d'élaborer les cartes pluviométriques des pluies décennales.

On peut enfin conclure que l'analyse fréquentielle des événements hydrologiques, permet de rendre compte de la variabilité des phénomènes ; traduire l'incertitude et tenir en compte des phénomènes passés pour traduire le futur.

CHAPITRE IV

*Etude comparative sur
les champs des pluies
synthétiques à
cartographeur*

Chapitre IV : Etude comparative sur les champs des pluies synthétiques à cartographier

Introduction

En Algérie du Nord où domine un climat de type méditerranéen, les précipitations se caractérisent par une forte variabilité spatiotemporelle. Elles constituent, par ailleurs, le facteur le plus fortement explicatif des régimes hydrologiques des cours d'eau. L'indispensable connaissance spatiale de cet élément, dans toute étude hydro-climatologique, montre l'intérêt d'une cartographie qui soit tout à la fois objective et reproductible (MEBARKI,2003). La carte pluviométrique, fréquemment utilisée dans les études hydro climatologiques, constitue un outil de travail pour les projeteurs, sa réalisation exige de résoudre deux séries de problèmes : homogénéisation des données (utilisation des composantes principales pour tester la fiabilité des données et pour le comblement des lacunes), variographie et interpolation des données aux nœuds d'une grille. La carte permet de passer d'une connaissance ponctuelle à une connaissance spatiale du phénomène. A l'aval, elle permet l'estimation correcte des lames précipitées pour le calcul des bilans hydrologiques des bassins (Louamri, 2009).

IV.1 Définition de la cartographie

La cartographie a pour objectif la représentation de la terre ou d'une autre planète sous une forme géométrique et graphique grâce à la conception, la préparation et la réalisation de cartes. la cartographie est a la fois une science, un art et une technique.

Des le 17^{ème} siècle, l'homme a cartographié la terre dans un but moins restrictif que celui de présenter la topographie des pays et de décrire la terre. Les cartes sont devenues des instruments de connaissance, de décision et de prévision et de planification. C'est ce qu'on appelle les cartes thématiques. une carte thématique a pour finalité de donner sur un fond de carte une représentation conventionnelle de faits et de phénomènes présentant un aspect de distribution dans l'espace et de leurs corrélations, à l'aide de symboles qualitatifs et quantitatifs, géométriques ou figuratifs dont l'explication se trouve dans une légende. (Poidevin, 1999)

Les méthodes classiques de cartographie laissent place à la cartographie assistée par ordinateur. Les moyens de calcul et les outils actuellement disponibles permettent le traitement de masses de données d'observation considérables ainsi que leur représentation de façon objective et rapide. (Mebarki,2003)

Aujourd'hui, la cartographie automatique, outre le gain en objectivité concernant le tracé des isohyètes, offre-t-elle des avantages que ne pouvait permettre la cartographie traditionnelle :

- les cartes informatisées peuvent être mises à jour assez rapidement au vu de la disponibilité de nouvelles séries d'observation ;
- elles sont « maniables » au sein d'un Système d'Information Géographique, car correspondant à des couches d'information numérisée.

IV.2 L'interpolation spatiale ; un outil de la cartographie thématique

L'interpolation spatiale est le processus d'utilisation des points avec des valeurs connues pour des valeurs estimées à d'autres points inconnus. Par exemple, pour faire une carte des précipitations, on ne trouvera pas assez de stations météo réparties uniformément pour couvrir l'entier de la région. L'interpolation spatiale peut estimer les précipitations à des endroits sans données enregistrées en utilisant des relevés des pluies connus dans des stations pluviométriques à proximité. Ce type de surface d'interpolation est souvent appelé surface statistique. Les données d'altitude, de température, d'accumulation de neige, de table d'eau et de densité de population sont d'autres types de données qui peuvent être calculées par interpolation.

IV.2.1 Caractéristiques des méthodes d'interpolation

Dans le cas général, la variable régionalisée ne peut être représentée par une fonction mathématique explicite. Cependant, elle présente une structuration spatiale bien définie, avec une corrélation des valeurs prises en deux sites proches. Ceci rend possible la prévision d'une valeur inconnue à partir d'observations. On parle ainsi d'interpolation pour l'estimation de cette valeur. Les méthodes de prévision se divisent usuellement en deux groupes, selon les modèles mathématiques sur lesquels elles reposent :

-Méthodes déterministes : elles supposent une modélisation déterministe du phénomène ; ces méthodes se basent alors sur des propriétés purement mathématiques, généralement géométriques, sans tenir compte du phénomène physique qui nous intéresse.

-Méthodes stochastiques : elles supposent une modélisation probabiliste du phénomène, dont les observations résultent de la réalisation de variables aléatoires ; ces méthodes font alors appel à des modèles découlant de l'analyse statistique des données considérées. On parle alors de techniques géostatistiques (Bossert, 2012)

IV.2.2 Les méthodes géostatistiques :Krigage

Les outils d'interpolation IDW (pondération par l'inverse de distance) et Spline sont considérés comme des méthodes d'interpolation déterministes, car ils sont directement basés sur des valeurs relevées avoisinantes ou des formules mathématiques spécifiques qui déterminent le lissé de la surface résultante. La seconde famille des méthodes d'interpolation comprend les techniques géostatistiques (telles que la méthode de krigage) qui sont basées sur des modèles statistiques comprenant l'autocorrélation ; c'est-à-dire les relations statistiques entre les points mesurés. Par conséquent, les techniques géostatistiques, ont non seulement la capacité de produire une surface de prévision, mais elles peuvent aussi fournir des mesures quant à la certitude ou l'exactitude des prévisions.

Le krigage est une procédure géostatistique avancée qui génère une surface estimée à partir d'un ensemble dispersé de points avec des valeurs z . Contrairement à d'autres méthodes du jeu d'outils d'interpolations, utiliser le krigage efficacement implique d'analyser de manière interactive le comportement spatial du phénomène représenté par les valeurs z avant de

sélectionner la meilleure méthode d'estimation pour la génération de la surface de sortie. (Oliver, 1990)

IV.3 Création d'une carte de surface de prévision par krigeage

Pour effectuée une prévision à l'aide de la méthode d'interpolation par krigeage, deux tâches sont nécessaires ; la découverte des règles de dépendance et la formulation des prévisions.

Pour réaliser ces deux tâches, le krigeage procède en deux étapes :

- Il crée les variogrammes et les fonctions de covariance pour évaluer les valeurs de dépendance statique (appelé autocorrélation spatiale), dépendant du modèle d'autocorrélation (ajustage du modèle)
- Il prédit les valeurs inconnues (formulation de la prévision)

IV.3.1 L'analyse variographique

On appelle analyse variographique l'inférence du variogramme à partir de données expérimentales. Elle permet de restituer des informations quant à la distribution spatiale de la variable régionalisée, c'est-à-dire de la réalisation de la fonction aléatoire d'intérêt. L'analyse variographique constitue une étape cruciale dans une étude géostatistique : elle permet postérieurement d'estimer les valeurs inconnues de la variable régionalisée et d'assortir leur estimation d'une précision (Bossert, 2013)

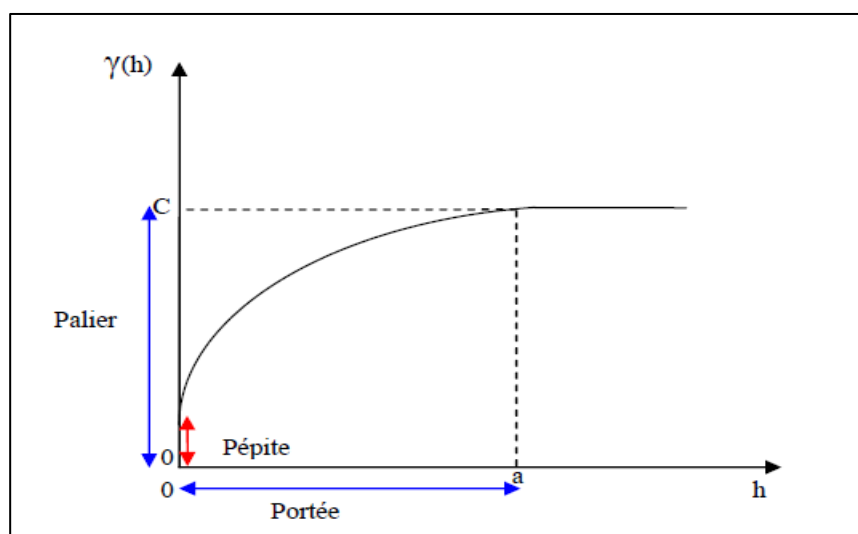


Figure IV-1 : Eléments caractérisant un variogramme

IV.3.2 Adapter un modèle au semi-variogramme empirique

L'étape suivante consiste à ajuster un modèle selon les points formant le semi-variogramme empirique. La modélisation des semi-variogrammes est une étape clé située entre la description spatiale et la prévision spatiale. Le krigeage est principalement utilisé dans la prévision des valeurs attributaires des emplacements non échantillonnés. Le semi-variogramme empirique donne des informations sur l'auto corrélation spatiale de jeux de

données. Toutefois, il n'indique pas les directions et distances possibles. Pour cette raison, et pour s'assurer que les prévisions de krigeage présentent des écarts de krigeage positifs, il est nécessaire d'ajuster le modèle (c'est-à-dire, une fonction ou courbe continue) au semi-variogramme empirique. Il existe une grande sélection de modèles de semi-variogramme (McBratney et Webster.1986)

IV.3.2.1 Modèles de semi-variogramme

L'outil Krigeage propose les fonctions suivantes pour modéliser le semi-variogramme empirique :

- Circulaire
- Sphérique
- Exponentiel
- Gaussien
- Linéaire

Le modèle sélectionné influence la prévision des valeurs inconnues, plus particulièrement lorsque la forme de la courbe près de l'origine diffère de façon significative. Plus la courbe décline près de l'origine, plus les voisins les plus proches influenceront la prévision. En conséquence, la surface en sortie sera moins lisse. Chaque modèle est conçu de façon à s'adapter plus précisément à différents types de phénomènes.

IV.3.3 Les variogrammes: comportements à l'origine et à l'infini

L'examen du variogramme fournit un certain nombre de renseignements sur le phénomène étudié. On peut classer les variogrammes en deux catégories selon leurs comportements à l'origine et à l'infini.

IV.3.3.1 Comportement à l'origine

L'allure à l'origine traduit la continuité ou non de la variable régionalisée. Quatre types de comportement à l'origine se distinguent, qui sont:

- a. **Parabolique** : il caractérise une variable extrêmement régulière;
- b. **Linéaire**: il caractérise une variable (phénomène spatial) continue moins régulière;
- c. **Discontinu ou à effet de pépite**: il caractérise une variable très irrégulière et qui peut être due soit à une micro-régionalisation d'échelle inférieure à l'espacement des données, soit à des erreurs de mesure. Mais il n'est pas toujours possible de discerner la part respective de ces causes.
- d. **Plat ou pépitique pur**: il correspond au cas aléatoire pur ou au cas d'absence totale de structure spatiale.

IV.3.3.2 Comportement à l'infini

Selon le comportement du variogramme à l'infini on peut distinguer deux types :

- a. **Variogramme borné** : le variogramme se stabilise autour d'une valeur égale à la variance du champ appelée *Palier*. La distance à laquelle est atteint le palier est appelée *Portée*, au-delà de cette distance il n'y a pas de corrélation entre les points ;
- b. **Variogramme non borné**: lorsque $\gamma(h) \rightarrow \infty$ quand $h \rightarrow \infty$, signifie qu'il y a une présence de dérive. La moyenne du champ n'est pas constante dans l'espace, ce qui

signifie que le phénomène ne peut pas être stationnaire d'ordre 2 et par conséquent l'application du krigeage simple (krigeage en covariance) est interdite. Par contre l'application du krigeage ordinaire est possible.

IV.4 Application et résultats

IV.4.1 Cartographie des pluies maximales journalières et infra-journalières dans le centre nord de l'Algérie

Pour cette application sur le centre nord de l'Algérie, l'objet est de cartographier les quantiles décennaux de pluies sur différents pas de temps (de 15 à 1440 minutes), les erreurs d'interpolation, les quantiles décennaux intégrant l'incertitude d'interpolation et l'intervalle de confiance à 90 % par une procédure de Krigeage Ordinaire. La réalisation des quatre cartes s'est faite selon la même démarche :

- La création des variogrammes et les fonctions de covariance pour évaluer les valeurs de dépendance statique (appelé autocorrélation spatiale), dépendant du modèle d'autocorrélation (ajustage du modèle)
- La prédiction des valeurs inconnues (formulation de la prévision)

La cartographie s'est effectuée en utilisant le logiciel **R-studio** et en suivant les étapes suivantes :

- **Importation des données**

Tout d'abord on doit importer tous les données nécessaires à savoir les coordonnées (X, Y et Z) de chaque station pluviométrique, et la variable à krigier qui est dans notre cas les hauteurs des pluies d'une période de retour 10 ans pour les cartes des quantiles décennaux et la borne supérieure de l'intervalle de confiance pour les cartes des intervalles de confiance à 90% sur les quantiles décennaux.

- **Création des variogrammes**

La création des variogramme se fait en utilisant la fonction (autofitvariogram) qui consiste à ajuster automatiquement un variogramme aux données sur lesquelles il est appliqué et fournir une estimation initiale pour le seuil, le palier.

Pour le choix du modèle de semivariogramme on opté pour une modèle sphérique

- **Définition d'une grille de krigeage**

En appliquant la fonction (expand.grid) nous avons défini une grille régulière en créant une trame de données à partir de toutes les combinaisons des vecteurs ou des facteurs fournis.

- **Krigeage et élaboration des cartes**

Cette étape consiste à effectuer une prédiction spatiale et établir les cartes de nos variables à krigier

IV.4.2 Résultats

Ci-dessous les résultats obtenus ; on présentera les variogrammes des quantiles décennaux des différents pas de temps ensuite on exposera un exemple des quatre cartes établis (pour un pas de temps de 1440), pour les autres pas de temps les cartes sont présentées en **Annexes**

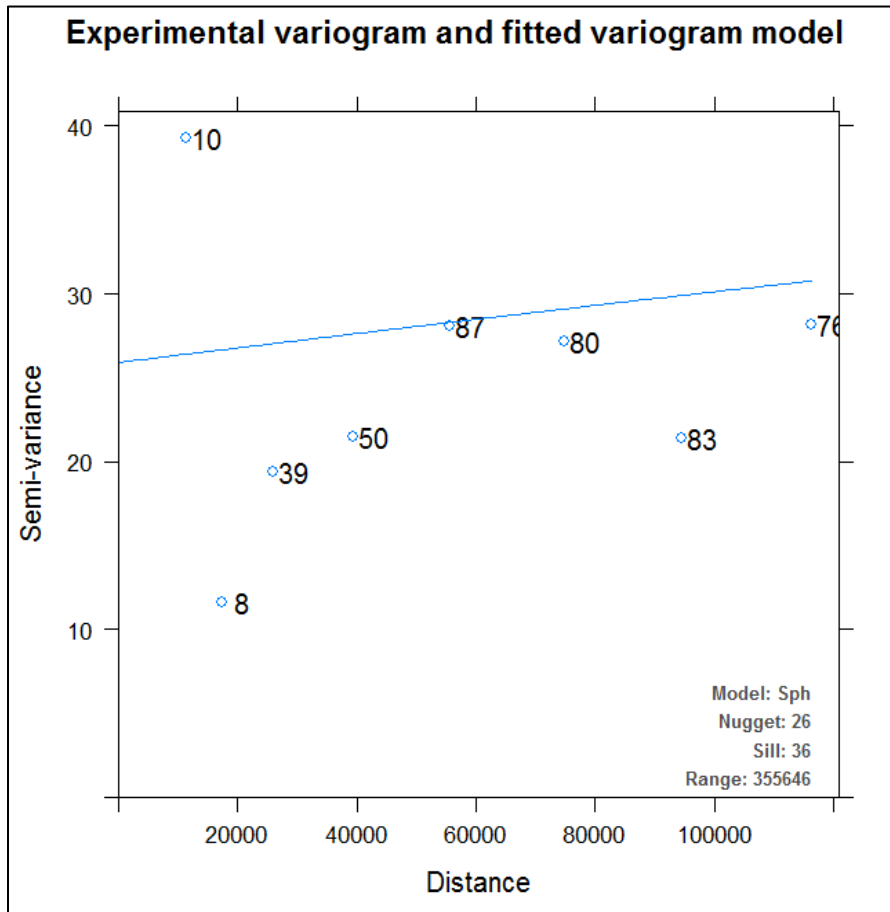


Figure IV-2 : Variogramme expérimental (pas=15min)

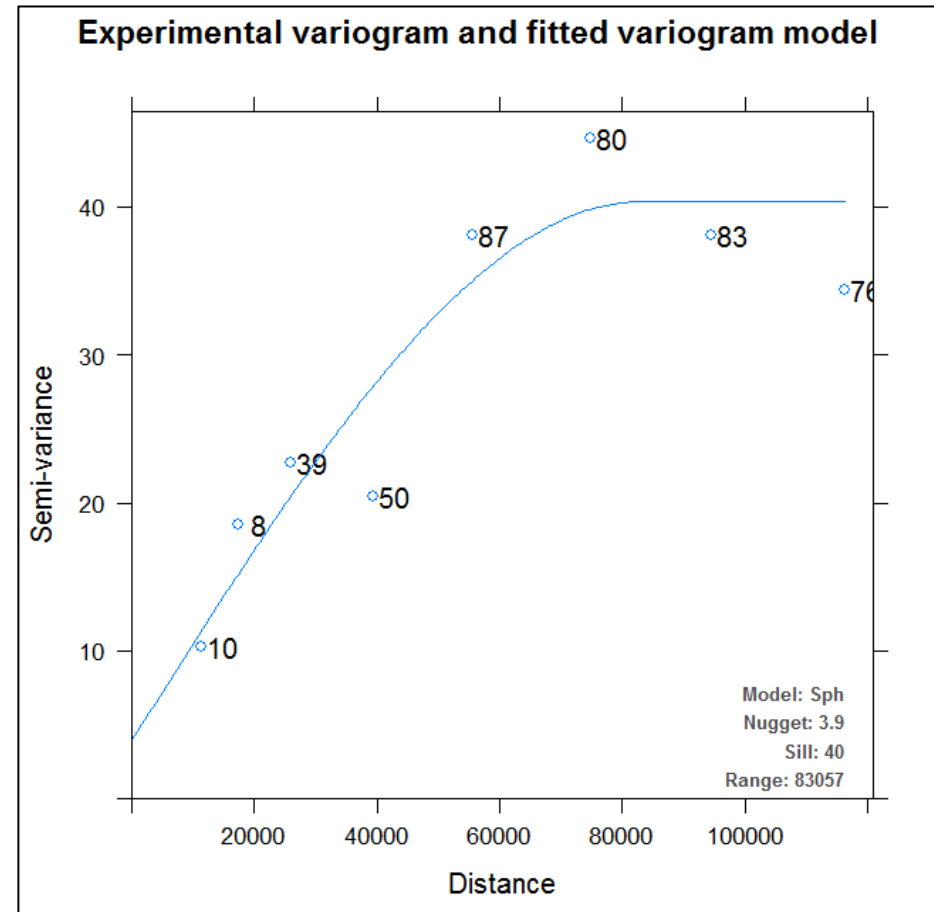


Figure IV-3: Variogramme expérimental (pas= 30min)

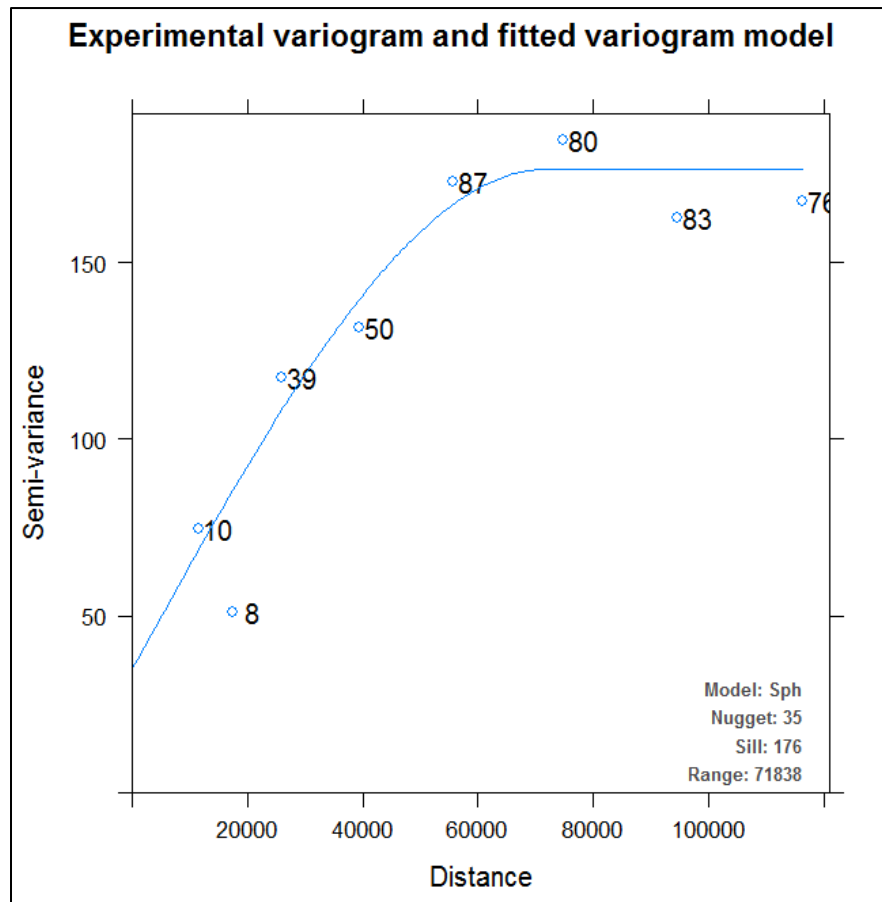


Figure IV-4 : Variogramme expérimental (pas=60min)

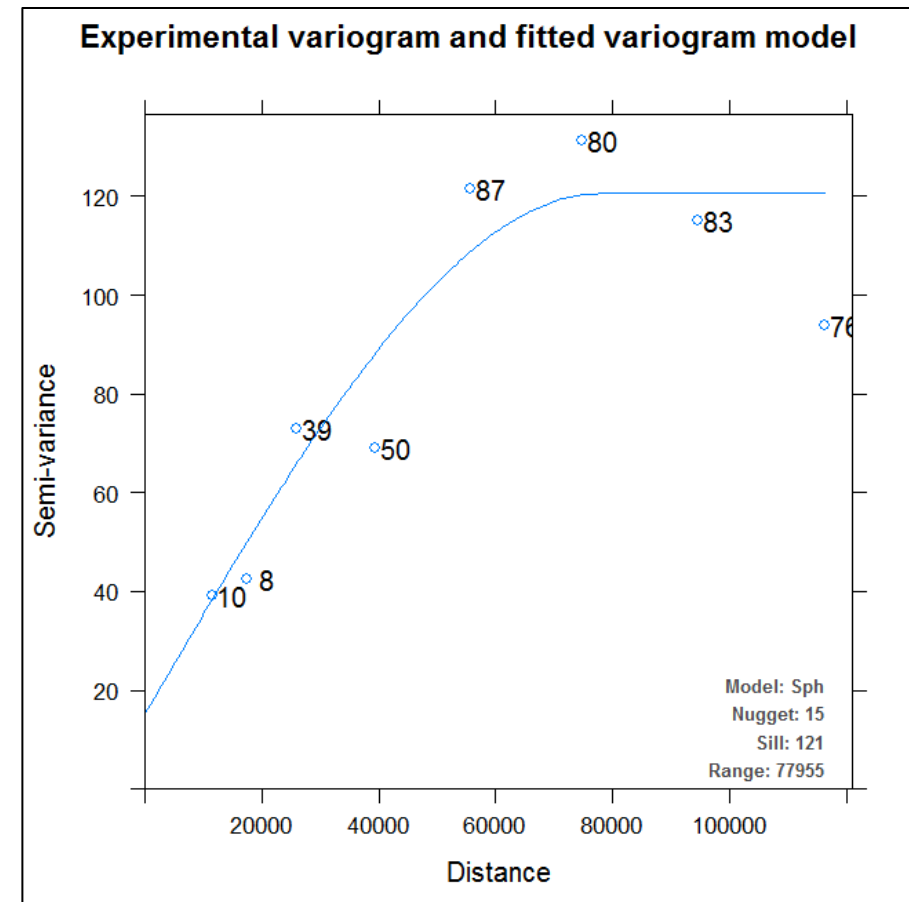


Figure IV-5: Variogramme expérimental (pas= 120min)

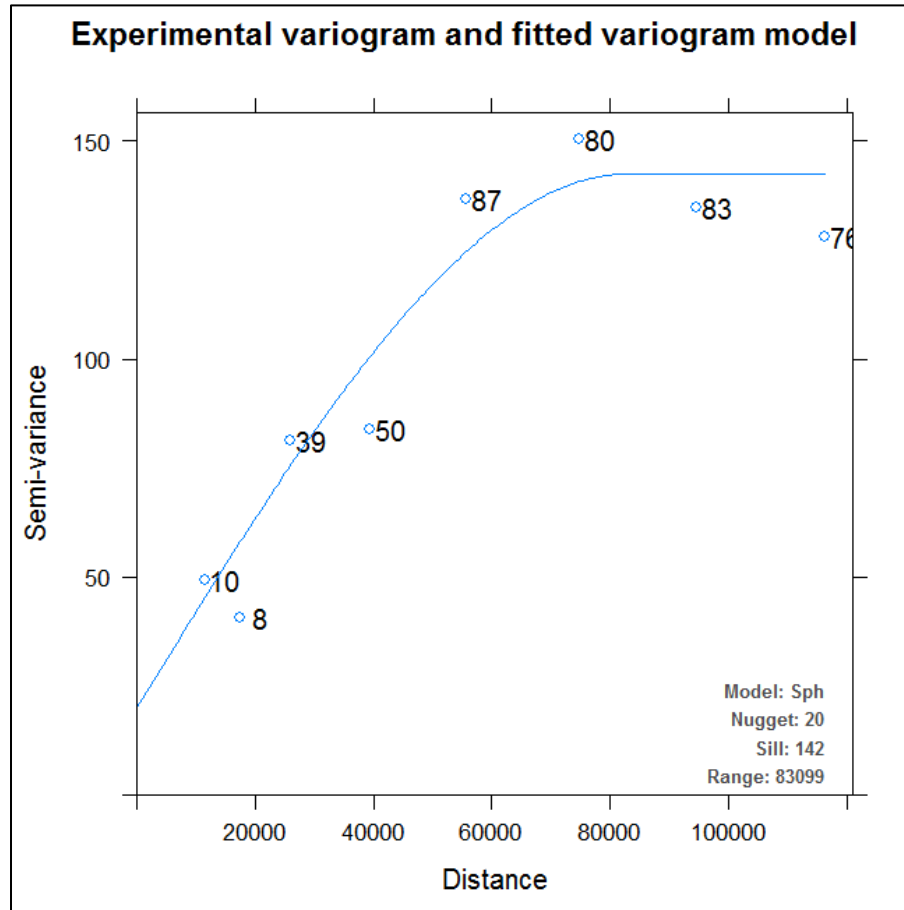


Figure IV-6 : Variogramme expérimental (pas=180min)

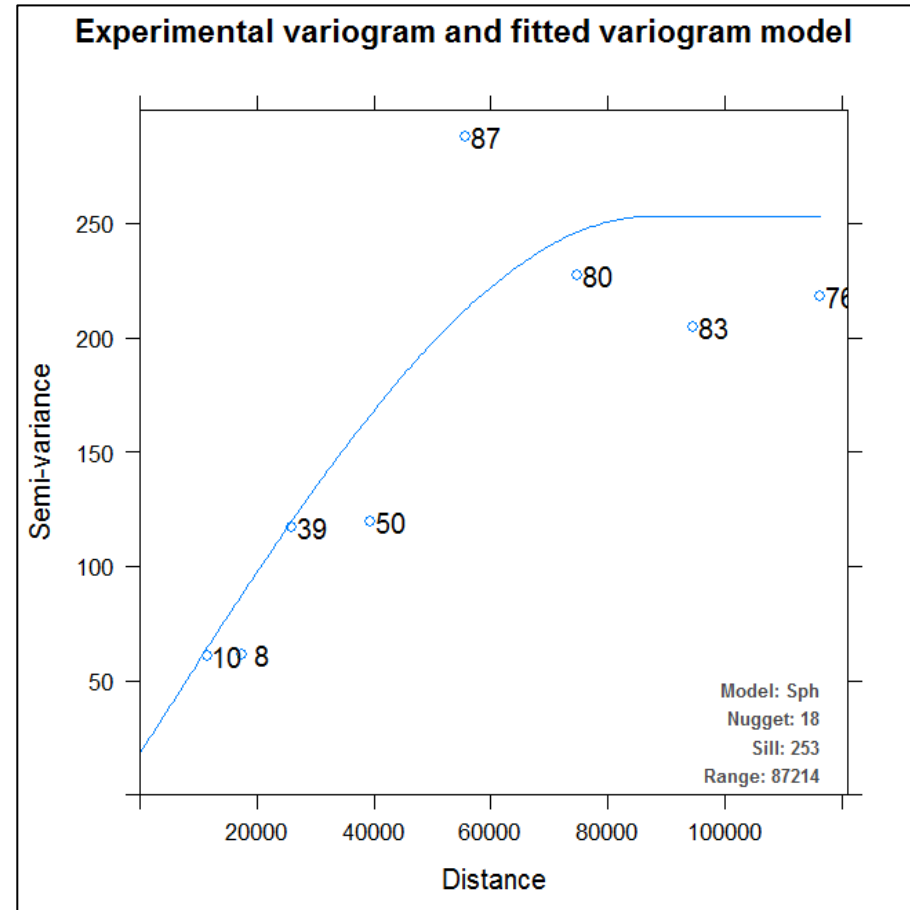


Figure IV-7: Variogramme expérimental (pas= 360min)

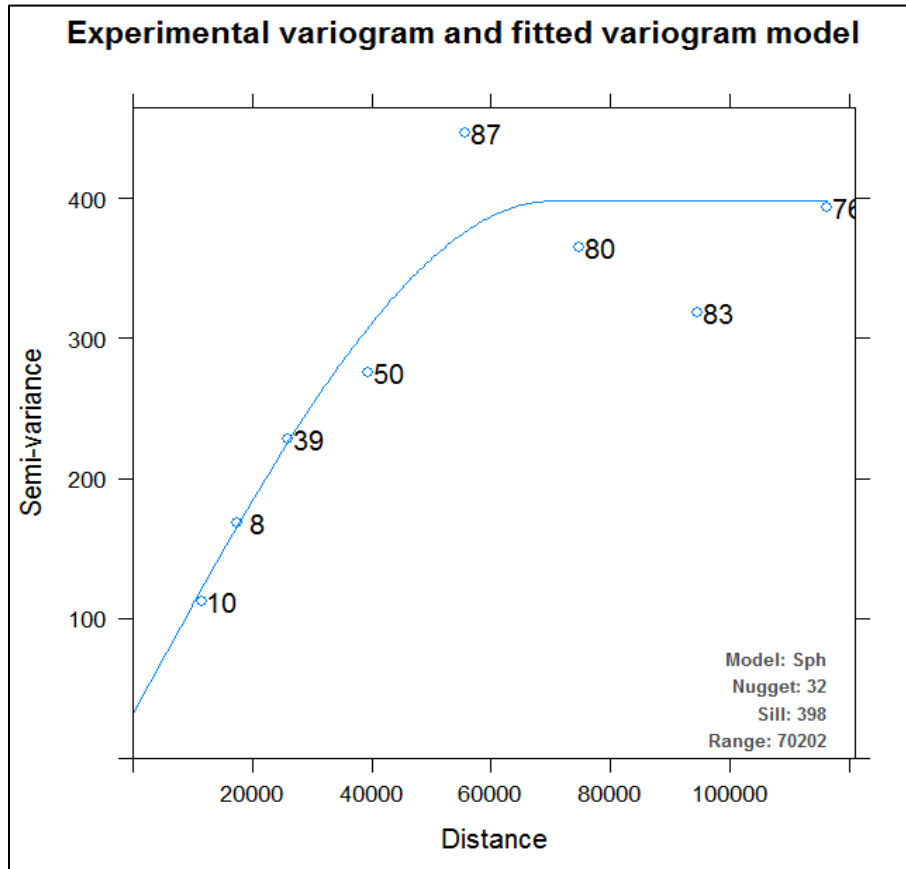


Figure IV-8 : Variogramme expérimental (pas=720min)

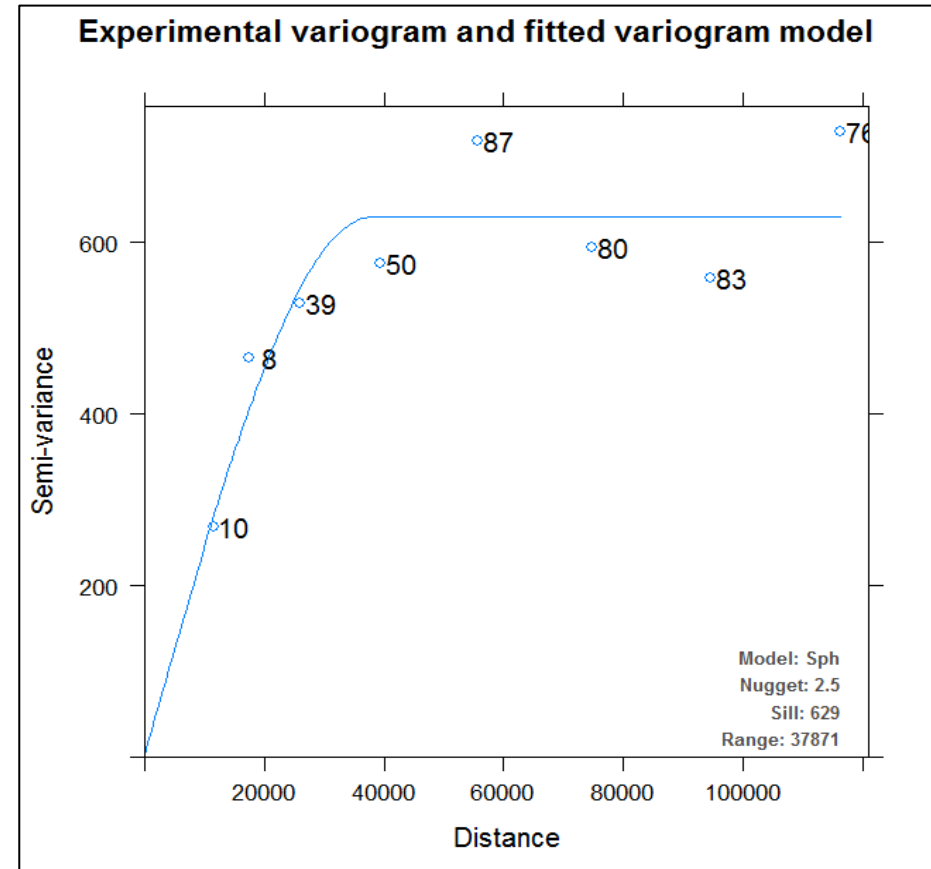


Figure IV-9: Variogramme expérimental (pas= 1440min)

Nous prenons à titre d'exemple les modèles de cartes élaborés pour un pas de temps 1440 min :

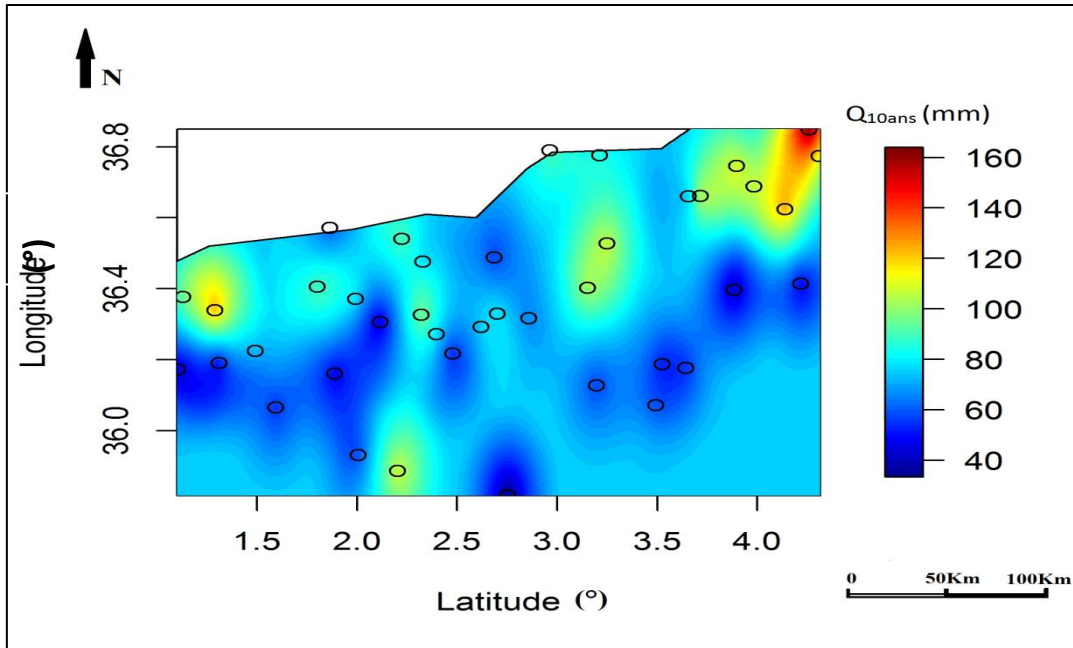


Figure IV-10: Cartes des pluies décennales (1440min)

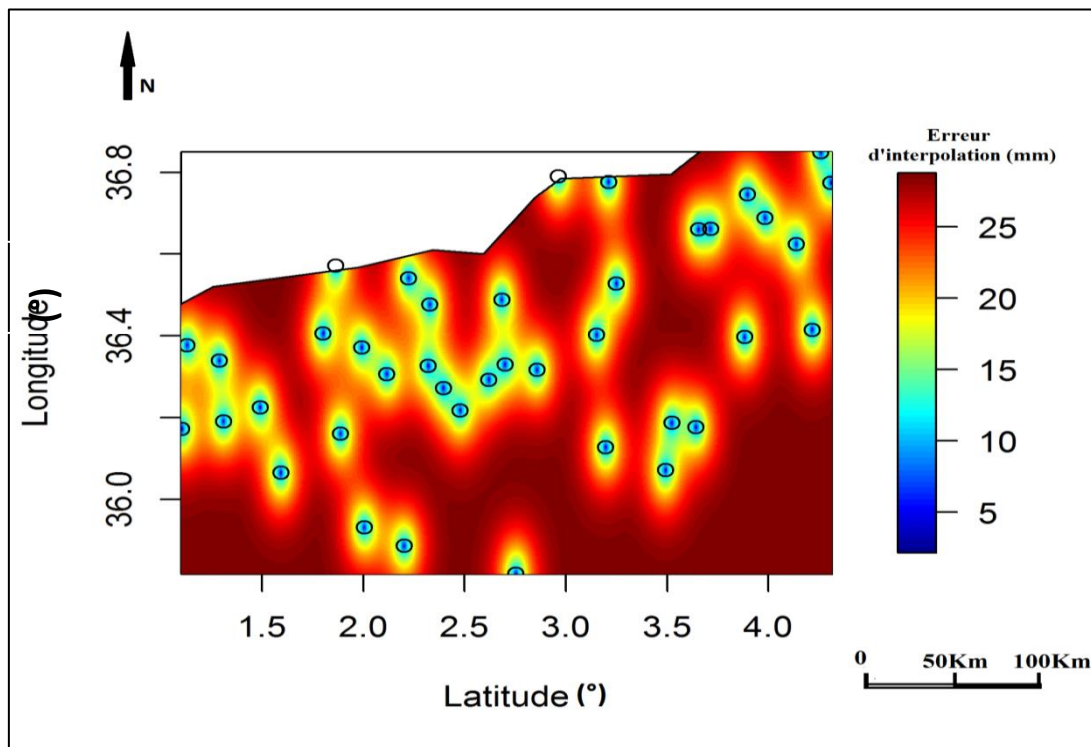


Figure IV-11 : Carte de l'erreur de l'interpolation

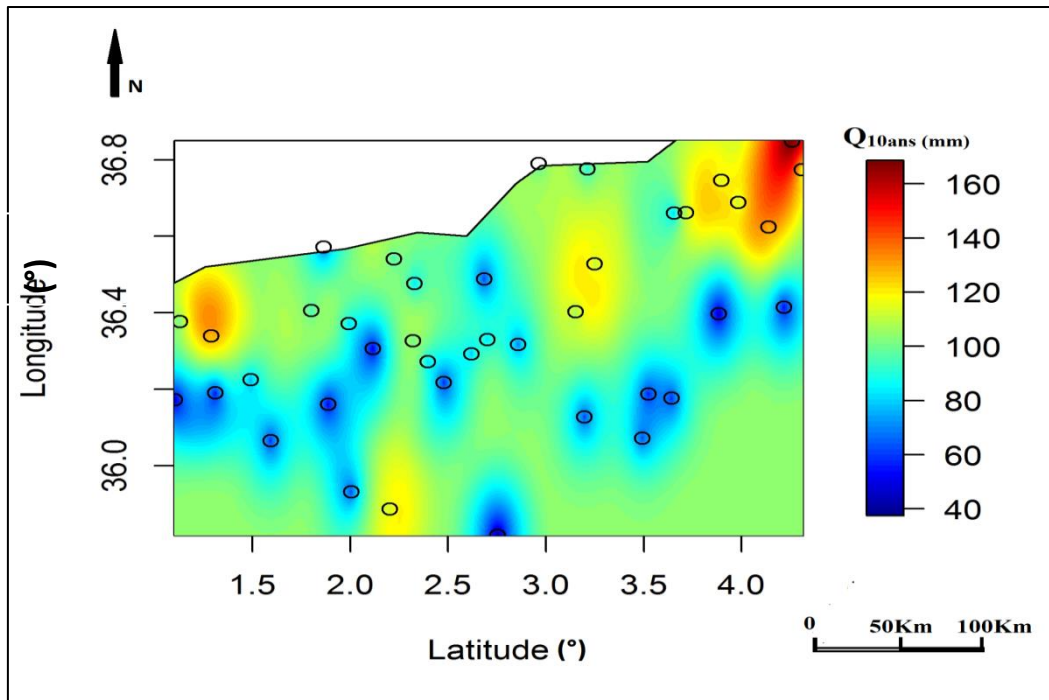


Figure IV-12 : Carte des quantiles décennaux+erreur d'interpolation

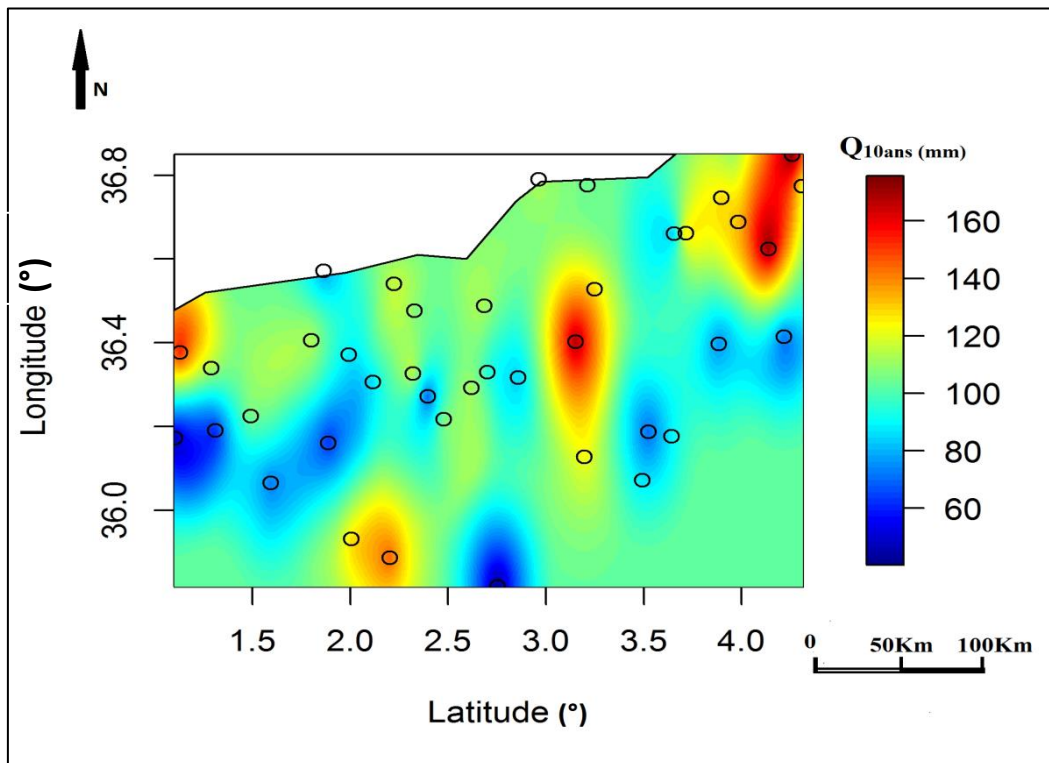


Figure IV-13 : Carte de l'intervalle de confiance à 90% sur les quantiles estimés

IV.4.3 Interprétation des résultats

D'après les variogrammes obtenues, on remarque que la majorité de ces derniers se stabilisent autour d'une certaine valeur égale à la variance des champs appelée Palier (Sill). la distance à laquelle est atteint le palier est appelée : Portée, au delà de cette distance, il n'y a pas de corrélation entre les points.

On remarque aussi un saut à l'origine des variogrammes en raison d'absence partielle de corrélation entre certaines valeurs prises par deux sites proches mais en général, la pépité est inférieure à la variance du champs à l'exception du variogramme du pas de temps de 15min ou la pépité est proche de la valeur de variance du champs ce qui indique une absence totale du corrélation spatiale, cela peut être du à la variabilité de l'échantillonnage (présence de très grandes valeurs et de très petite valeurs) qui est remarquable à cause de la petite taille de la série pluviométrique. D'où, il est inutile d'effectuer un krigeage pour ce pas de temps car la carte ne présentera aucun avantage, autrement dit elle n'aura aucun sens.

Après avoir analyser l'autocorrélation entre les points mesurés (analyse variographique), on a élaboré la carte des quantiles décennaux qui nous a fournit une surface de prévision le long de notre zone d'étude (Figure IV-9). Or, il est indispensable d'établir une carte de l'erreur sur l'interpolation (Figure IV-10) pour vérifier l'efficacité de cette prévision. Dans cette dernière, on remarque que l'erreur de l'interpolation se rapproche de la valeur de l'écart type (racine de la variance et la dépasse parfois tout en s'éloignant des postes pluviométrique a cause de faible densité des postes pluviométriques et la variabilité de l'échantillon, donc on peut dire qu'il est difficile de faire une estimation précise loin des postes pluviométriques. C'est pour cette raison qu'on a suggéré de réaliser une carte de quantiles décennaux intégrant cette erreur d'interpolation (Figure IV-11), on remarque une augmentation dans les valeurs des quantiles décennaux par rapport a celles estimées au début mais qui sont semblables a celles estimées sur la carte des intervalle de confiance à 90% (Figure IV-12), on peut dire que la carte des quantiles decennaux integrant l'erreur de l'interpolation et la cartes des intervalles de confiance à 90% sur les quantiles sont similaire.

A la lueur de ces résultats, et pour des raisons de sécurité on recommande d'utiliser les cartes d'intervalle de confiance à 90% pour la prévision des pluies maximales décennales journalières et infra-journalières surtout lorsqu'on dispose de courte série pluviométrique qui manque d'une bonne corrélation spatiale.

Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons mis en œuvre la cartographie des pluies maximales journalières et infra journalières sur le centre nord de l'Algérie. Nous avons aussi comparé les modèles de cartes élaborées pour évaluer la pertinence de l'utilisation qui est actuellement faite des cartes de quantiles de pluies extrêmes construites a la base des valeurs des quantiles estimés uniquement , nous avons constaté que l'utiliser des cartes d'intervalle de confiance à 90% est plus efficace pour la prévision des pluies maximales décennales journalières et infra-journalières surtout lorsqu'on dispose de courte série pluviométrique qui manque d'une bonne corrélation spatiale.

Conclusion Générale

L'estimation adéquate des événements hydrologiques extrêmes est primordiale en raison des risques importants associés à une mauvaise connaissance de ces variables.

En hydrologie la répartition spatiale des pluies doit être abordée et estimée pour l'ingénieur afin d'effectuer un aménagement hydraulique, la cartographie des pluies est un outil pour estimer les pluies en zones non jaugées. Pour la réalisation de cette dernière, une analyse fréquentielle des données hydrologiques demeure indispensable pour obtenir de bonnes estimations des événements extrêmes dans le cas où une information suffisante est disponible au site d'intérêt.

Dans notre travail nous avons fait en première partie une analyse fréquentielle des pluies maximales journalières et infra-journalières enregistrées dans 40 postes pluviométriques réparties sur le centre nord de l'Algérie. Compte tenu des différentes distributions de probabilité (lois statistiques) dont on dispose, la loi GEV a été retenue pour la réalisation de cette analyse. Recommandée par la littérature pour la modélisation des pluies maximales journalières, la loi GEV présente des quantiles jusqu'à trois fois plus élevés que ceux déterminées par la loi de Gumel (Meddi et Toumi, 2015), elle présente donc un aspect plus sécurisant. Les paramètres de cette distribution ont été déterminés par la méthode de maximum de vraisemblance qui permet de construire des estimateurs performants et construire des intervalles de confiance précise. Ils ont été employés pour estimer les quantiles d'une période de retour de 10ans. Les quantiles ainsi estimés nous ont servi à la cartographie automatique des pluies décennales de notre zone d'étude.

En deuxième partie, nous avons appliqué une synthèse cartographique de ces 40 séries pluviométriques sur différents pas de temps (de 15 à 1440 minutes) et élaborer 3 modèles de cartes pluviométriques ; la carte des quantiles décennaux, la carte des quantiles décennaux intégrant l'erreur de l'interpolation et la carte de l'intervalle de confiance à 90% sur les quantiles estimés par la technique de krigeage ordinaire qui est une procédure géostatistique avancée qui a non seulement la capacité de produire une surface de prévision, mais elle peut aussi fournir des mesures quant à la certitude ou l'exactitude des prévisions.

A la base de l'analyse variographique, nous avons marqué pour certains pas de temps inférieur à 24h une absence totale ou partielle de corrélation spatiale entre les valeurs prises par deux sites proches qui est due à la variabilité de l'échantillonnage, aux courtes séries pluviométrique et à la faible densité des stations pluviométrique.

L'étude comparative des trois modèles de cartes élaborées nous a permis de constater qu'il est difficile de faire une estimation précise loin des postes pluviométriques et cela à cause de l'augmentation de l'erreur d'interpolation en s'éloignant de ces derniers alors il ne suffit pas de se contenter des cartes qui consistent uniquement à cartographier les quantiles estimés mais il est nécessaire de prendre en considération l'erreur d'interpolation ce qui est le cas des cartes des intervalles de confiance à 90% qui semble d'être le meilleur choix pour la prévision des pluies maximales journalières et infra-journalières décennales.

Donc pour des raisons de sécurité nous recommandons d'utiliser les cartes d'intervalle de confiance à 90% pour la prévision des pluies maximales décennales journalières et infra-

journalières surtout lorsqu'on dispose de courte série pluviométrique qui manque d'une bonne corrélation spatiale.

Annexes

ANNEXE N°01 : Quantiles décennaux et intervalles de confiance à 90% pour les différentes stations pluviométriques

Station N°1 : Boughzoul			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	12,631	11,749	14,534
30	17,047	15,182	18,156
60	21,178	17,865	23,839
120	22,064	18,247	24,892
180	23,469	19,725	26,745
360	23,564	22,448	30,838
720	32,450	25,220	39,900
1440	34,317	26,890	41,256

Station N°2 : Ghib			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	9,807	7,974	20,455
30	14,392	11,929	26,775
60	18,880	15,724	26,008
120	22,982	20,895	32,845
180	27,955	25,287	42,796
360	34,068	30,556	50,006
720	43,631	38,110	61,602
1440	54,272	43,628	105,773

Station N°3 : Tamazguida			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	12,544	9,116	28,366
30	17,856	13,897	33,852
60	21,727	18,015	35,621
120	26,329	22,782	36,927
180	32,036	27,782	38,906
360	40,947	36,858	56,921
720	54,766	48,214	91,394
1440	74,979	62,465	111,505

Station N°4 : Medea			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	14,796	9,780	22,680
30	17,908	12,934	25,626
60	20,673	16,437	27,352
120	31,148	20,457	35,703
180	35,879	29,967	40,689
360	47,821	41,634	53,623
720	64,739	51,912	77,765
1440	77,951	61,723	94,897

Station N°5 : Somaa			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	17,4756	14,084	25,307
30	20,8683	16,613	35,351
60	23,4689	19,311	42,809
120	26,8445	21,145	46,805
180	30,7914	25,419	50,734
360	38,3361	30,456	58,821
720	44,0418	35,784	60,853
1440	45,3999	40,290	70,028

Station N°6 : Bordj Amir AEK			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	13,098	10,664	23,950
30	19,951	16,999	33,852
60	26,796	22,965	45,804
120	32,004	28,193	49,020
180	35,444	30,981	55,877
360	44,334	39,114	65,651
720	60,080	51,918	90,258
1440	77,512	64,891	143,908

ANNEXE N°01 : Quantiles décennaux et intervalles de confiance à 90% pour les différentes stations pluviométriques

Station N°7 : Thniet Elhad			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	26,679	12,831	34,662
30	39,261	17,867	51,523
60	54,111	23,197	64,146
120	65,617	28,652	70,942
180	66,472	34,105	74,337
360	93,698	44,301	104,606
720	103,885	55,693	111,441
1440	107,345	62,299	127,333

Station N°8 : Khemis Meliana			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	11,321	9,190	13,450
30	15,357	13,312	17,723
60	20,855	17,912	23,232
120	26,194	22,987	30,123
180	29,496	24,456	34,478
360	36,782	30,498	43,234
720	47,511	39,710	54,245
1440	58,033	45,563	86,100

Station N°9 : Arib Ebda			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	8,738	7,050	10,610
30	14,433	11,435	17,467
60	19,932	16,586	25,245
120	25,206	20,923	30,415
180	31,277	25,716	44,519
360	42,147	35,934	48,424
720	58,236	51,523	79,653
1440	77,827	65,645	88,165

Station N°10 : Al Anneb			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	12,850	9,050	18,520
30	19,352	14,234	28,267
60	24,670	18,467	32,578
120	31,466	25,234	38,111
180	37,290	31,112	42,812
360	48,330	43,115	53,765
720	68,110	59,227	75,656
1440	89,200	68,955	112,656

Station N°11 : El Touaibia			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	14,992	10,455	22,980
30	20,004	13,854	28,233
60	23,143	16,118	32,917
120	25,802	19,768	35,623
180	27,454	20,524	37,456
360	33,369	25,534	43,678
720	40,740	31,423	54,228
1440	47,386	35,618	62,815

Station N°12 : Oued Fodda			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	9,501	8,120	13,812
30	16,063	13,695	25,998
60	24,016	19,896	39,494
120	29,601	24,190	52,455
180	31,676	26,732	48,601
360	37,018	32,079	57,665
720	44,936	38,969	65,314
1440	54,601	47,367	72,857

ANNEXE N°01 : Quantiles décennaux et intervalles de confiance à 90% pour les différentes stations pluviométriques

Station N°13 : Oum Drou			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	14,259	11,323	17,218
30	19,419	15,678	23,666
60	24,624	18,656	31,378
120	28,772	23,463	34,425
180	32,749	26,534	41,110
360	40,006	33,505	45,809
720	62,627	45,910	91,220
1440	72,034	52,334	105,543

Station N°14: Benaria			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	17,703	12,334	26,312
30	24,960	18,325	34,162
60	29,982	23,137	38,098
120	39,060	31,498	47,368
180	44,823	35,811	55,009
360	62,825	47,712	82,913
720	87,703	63,515	107,753
1440	122,089	80,546	112,667

Station N°15 : Si Tayeb			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	9,000	7,820	12,370
30	14,121	11,222	18,434
60	18,844	15,567	22,630
120	22,117	18,711	25,212
180	24,412	21,734	26,756
360	31,671	28,123	34,657
720	39,531	32,425	40,165
1440	43,341	37,767	48,478

Station N°16: Chlef			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	13,113	10,423	16,453
30	17,565	15,765	19,798
60	22,684	19,330	26,456
120	29,320	23,330	34,489
180	33,437	26,913	39,312
360	39,884	32,278	48,599
720	47,238	37,256	56,812
1440	50,701	40,434	61,212

Station N°17 : Abou Elhassan			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	9,487	8,618	11,929
30	15,268	13,586	19,972
60	21,758	19,274	29,522
120	27,648	24,981	34,580
180	34,206	30,717	43,747
360	49,678	44,232	67,518
720	71,021	61,584	93,455
1440	95,331	77,175	123,061

Station N°18 : Meurad			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	13,626	11,560	25,192
30	18,486	17,016	27,052
60	27,267	23,902	39,956
120	35,333	30,340	45,923
180	40,911	35,112	50,103
360	51,515	43,937	68,771
720	60,395	55,597	71,721
1440	77,949	70,524	97,914

ANNEXE N°01 : Quantiles décennaux et intervalles de confiance à 90% pour les différentes stations pluviométriques

Station N°19 : Gouraya			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	14,286	12,084	25,407
30	25,104	19,313	35,251
60	44,476	27,311	52,809
120	44,697	36,145	54,805
180	47,270	39,519	58,734
360	52,223	46,456	60,821
720	57,142	51,784	63,853
1440	60,876	56,290	78,028

Station N°20 : Boukardane			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	10,663	10,154	12,274
30	17,873	16,541	21,790
60	23,819	22,198	28,537
120	33,691	31,227	41,244
180	38,209	35,874	44,796
360	51,805	47,515	64,589
720	68,872	63,639	85,764
1440	89,857	81,759	115,968

Station N°21 : Bir morad Reis			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	18,558	16,296	30,861
30	30,215	24,998	41,705
60	40,275	32,469	53,126
120	50,275	38,571	59,824
180	63,724	47,417	78,996
360	66,783	60,759	88,509
720	85,022	76,667	107,650
1440	89,737	79,373	111,935

Station N°22: Deux bassins			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	23,015	16,254	34,948
30	33,224	24,323	42,175
60	44,060	32,645	52,981
120	51,987	40,244	61,859
180	55,756	43,985	71,679
360	66,865	55,191	81,797
720	87,499	76,562	95,282
1440	106,338	98,997	118,070

Station N°23 : Rouiba			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	24,712	12,612	50,314
30	31,152	19,275	51,116
60	37,709	25,918	57,915
120	46,747	31,738	68,438
180	54,305	37,815	62,065
360	63,381	47,537	78,325
720	76,051	56,426	98,123
1440	85,188	65,245	104,737

Station N°24: Ouzeboudj			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	22,758	15,654	33,674
30	26,482	18,747	38,154
60	30,966	23,134	42,834
120	37,688	29,423	49,243
180	40,533	33,134	49,333
360	51,862	44,173	58,344
720	68,515	58,933	80,433
1440	95,563	77,234	114,372

ANNEXE N°01 : Quantiles décennaux et intervalles de confiance à 90% pour les différentes stations pluviométriques

Station N°25 : Ouzra			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	13,623	10,921	15,863
30	14,305	12,487	15,973
60	15,211	14,743	16,234
120	19,669	17,134	22,847
180	24,753	20,324	31,352
360	35,946	30,223	47,373
720	51,873	42,134	65,564
1440	65,763	50,501	84,943

Station N°26 : Mozaia			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	13,735	12,745	16,312
30	20,041	17,210	30,567
60	27,711	21,906	32,193
120	36,414	27,163	47,540
180	40,224	30,184	50,171
360	44,500	34,672	61,479
720	50,214	39,292	71,316
1440	57,289	45,110	82,186

Station N°27 : Azzazga			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	11,425	8,844	18,311
30	16,026	14,234	17,400
60	22,791	20,433	24,626
120	32,249	27,573	35,833
180	39,222	33,584	44,793
360	54,760	46,363	63,874
720	84,109	69,437	86,462
1440	112,132	93,234	123,185

Station N°28 : Aghrib			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	17,510	14,389	28,827
30	21,895	19,087	32,250
60	30,704	26,893	46,117
120	45,881	37,301	54,008
180	56,339	47,826	64,629
360	74,620	64,722	84,475
720	93,349	80,120	103,858
1440	112,921	97,694	124,527

Station N°29 : Beni Yenni			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	15,156	12,341	27,227
30	21,148	16,801	37,998
60	26,650	21,945	54,556
120	33,845	29,934	47,743
180	40,374	36,418	52,537
360	58,228	51,407	72,436
720	88,441	75,043	106,757
1440	94,115	85,376	111,742

Station N°30 : Bouassam			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	15,097	10,575	20,985
30	22,333	15,146	35,894
60	28,581	20,738	42,312
120	35,552	26,463	49,934
180	43,247	31,993	56,523
360	57,789	47,123	69,212
720	74,241	61,901	86,490
1440	106,530	83,957	132,005

ANNEXE N°01 : Quantiles décennaux et intervalles de confiance à 90% pour les différentes stations pluviométriques

Station N°31 : Argoub			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	11,905	11,114	15,140
30	17,451	16,031	25,100
60	27,440	23,355	45,789
120	44,777	34,567	64,204
180	56,179	39,427	74,958
360	70,525	53,151	93,775
720	83,825	66,765	100,879
1440	109,024	84,627	127,949

Station N°32 : Souk El Djemaa			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	11,497	8,940	13,860
30	18,384	13,978	23,367
60	27,017	19,600	36,425
120	34,745	24,545	52,834
180	37,864	26,510	52,534
360	42,610	30,983	62,153
720	50,108	35,834	69,723
1440	58,379	38,423	87,114

Station N°33 : Souagui			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	17,079	13,072	30,061
30	23,206	17,443	50,984
60	28,877	20,942	60,348
120	29,708	23,863	58,145
180	35,535	26,991	61,100
360	42,480	34,453	74,993
720	48,355	39,959	82,468
1440	57,632	44,652	123,377

Station N°34 : Mahter			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	21,070	16,436	38,905
30	25,996	20,856	43,386
60	29,764	24,660	52,757
120	35,353	30,378	47,800
180	40,247	35,851	54,119
360	57,931	50,267	79,200
720	85,168	70,155	155,366
1440	101,699	84,200	167,833

Station N°35 : Dechemia			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	14,553	9,640	23,110
30	15,386	10,856	22,687
60	17,202	13,422	21,623
120	21,386	17,812	24,414
180	24,789	19,815	31,876
360	31,083	24,517	39,354
720	41,673	34,223	52,113
1440	52,282	40,465	70,895

Station N°36 : Tizi Ghenif			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	17,169	13,651	34,317
30	23,997	19,564	46,991
60	30,774	23,739	55,845
120	42,412	31,274	69,162
180	49,072	38,682	75,709
360	65,577	54,081	91,653
720	84,400	69,511	109,873
1440	102,660	85,623	114,640

ANNEXE N°01 : Quantiles décennaux et intervalles de confiance à 90% pour les différentes stations pluviométriques

Station N°37 : Chabet			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	14,003	12,438	18,648
30	20,793	18,423	27,498
60	26,517	23,822	34,565
120	31,689	29,420	38,130
180	35,130	33,212	40,445
360	50,377	43,677	58,806
720	62,440	59,302	71,237
1440	76,629	72,708	86,490

Station N°38 : SEG			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	19,983	15,991	31,390
30	22,736	19,578	32,805
60	24,120	21,477	35,400
120	27,180	24,569	39,375
180	31,338	28,176	54,197
360	39,342	35,856	51,266
720	47,675	42,586	67,453
1440	54,271	47,758	88,904

Station N°39 : Bouira			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	10,496	9,289	20,159
30	18,986	12,412	23,114
60	18,279	15,435	38,433
120	21,857	19,021	37,961
180	25,514	22,888	44,290
360	29,511	27,386	42,949
720	33,228	30,462	46,916
1440	41,389	36,560	76,385

Station N°40 : Mchedallah			
Pas de temps (min)	T=10ans	Intervalle de confiance	
15	12,839	11,443	18,716
30	17,257	14,758	21,033
60	19,710	16,924	27,911
120	20,690	18,566	26,134
180	22,216	20,410	28,046
360	28,583	25,985	41,498
720	39,142	34,433	54,779
1440	49,067	40,570	72,290

Annexe N°2 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 30 min

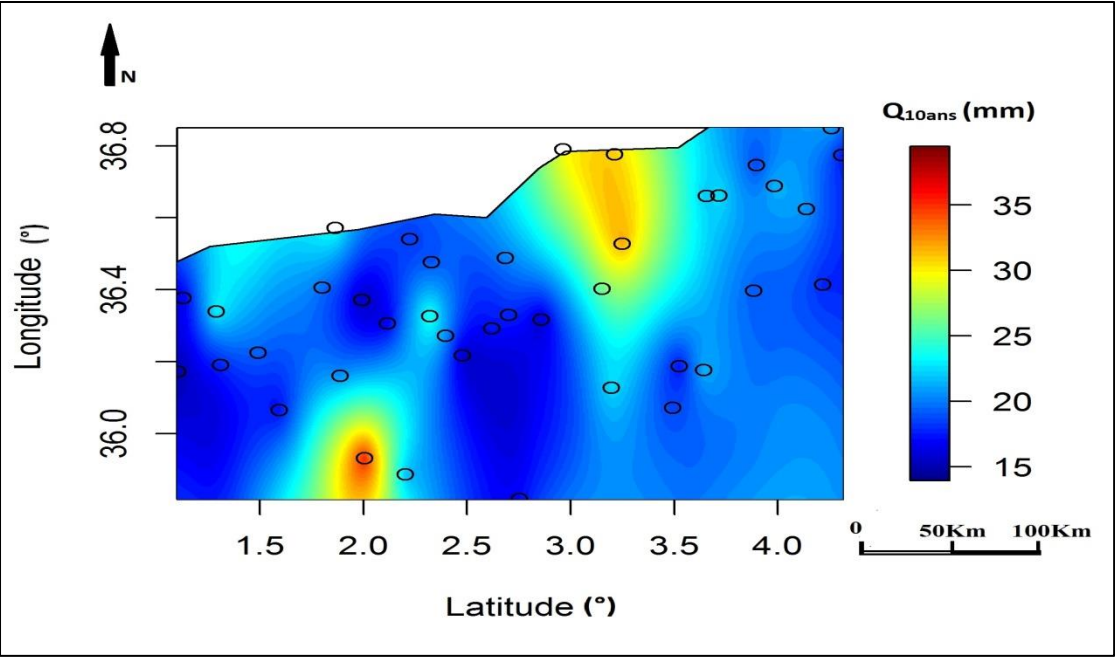


Figure IV-14 : Carte des pluies décennales

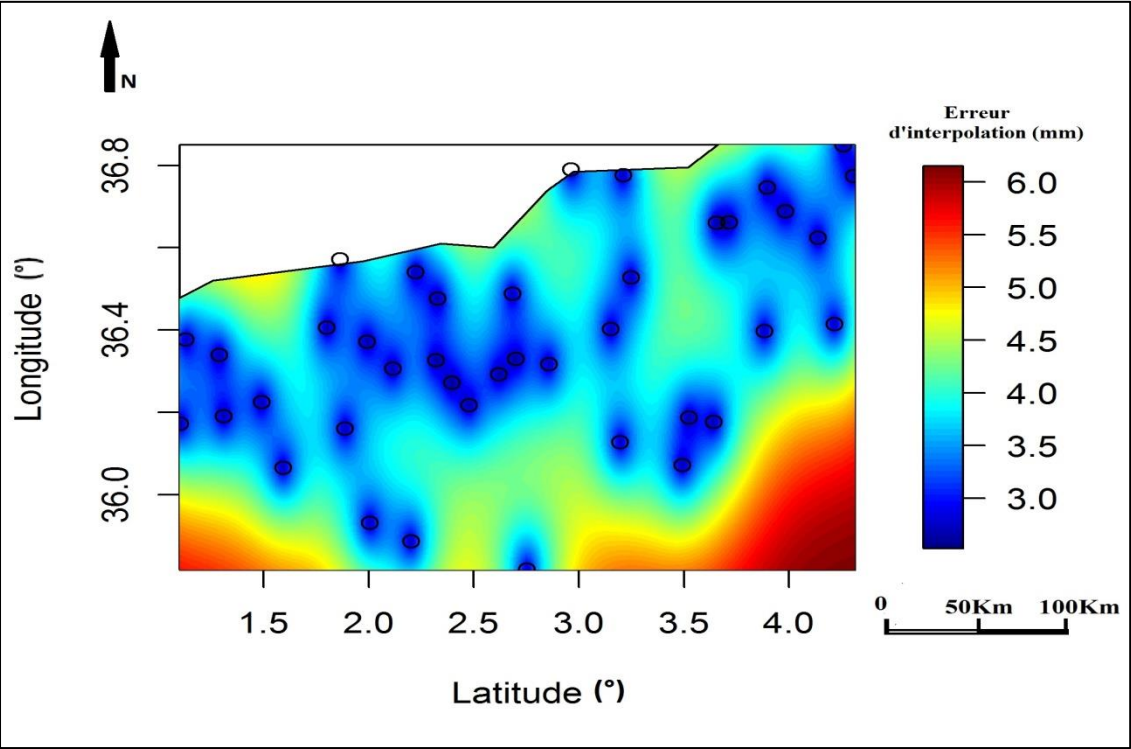


Figure IV-15 : Carte de l'erreur d'interpolation

Annexe N°2 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 30 min

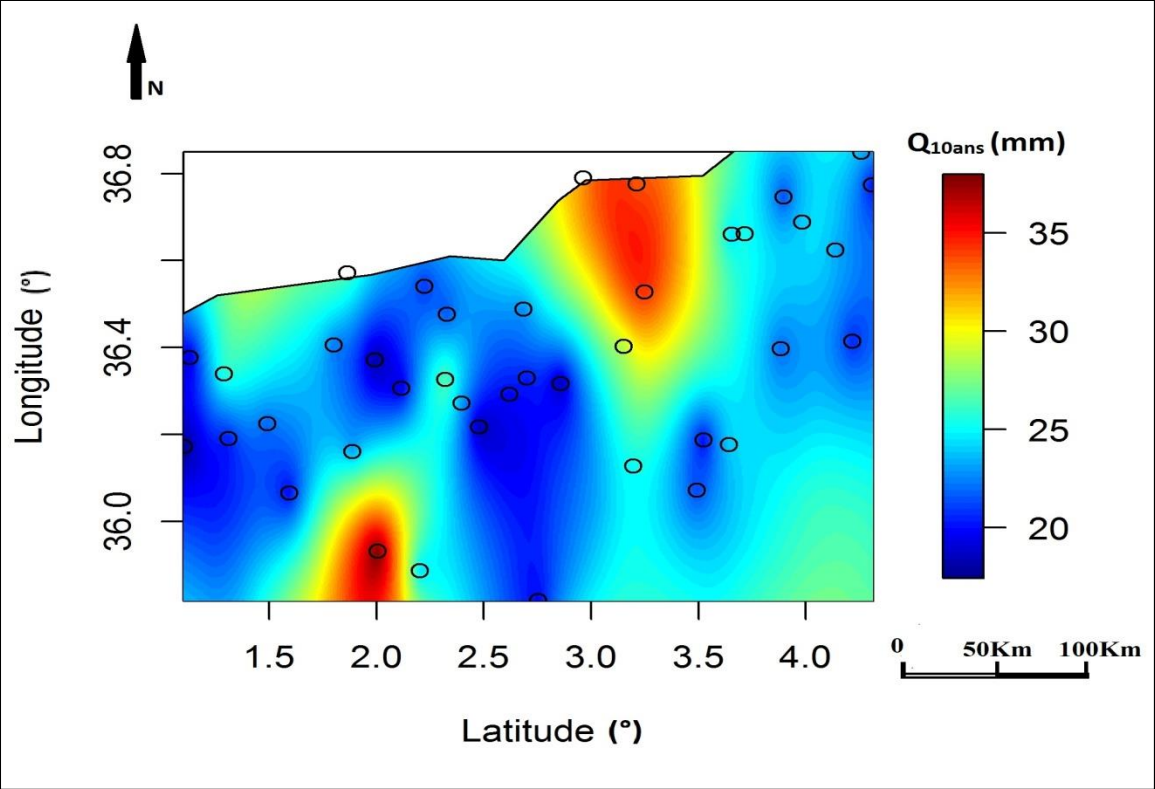


Figure IV-16 : Carte des quantiles décennaux plus l'erreur de l'interpolation

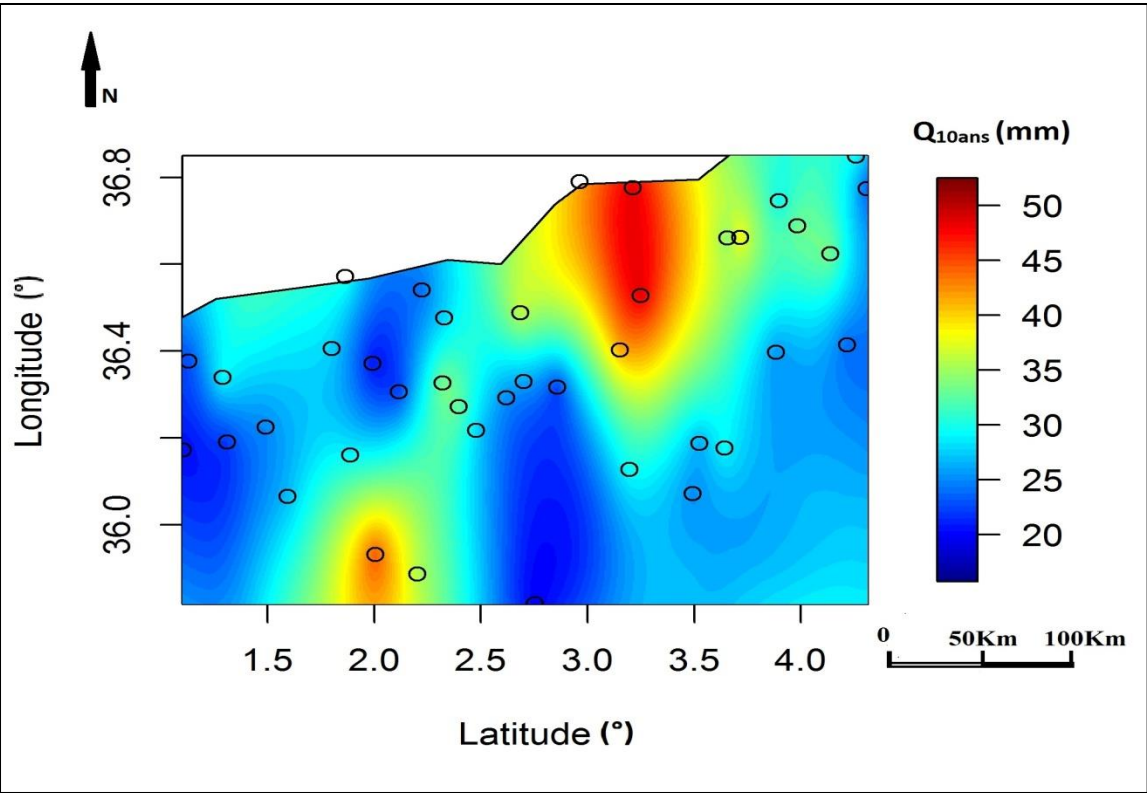


Figure IV-17 : Carte de l'intervalle de confiance à 90% sur les quantiles décennaux

Annexe N°03 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 60 min

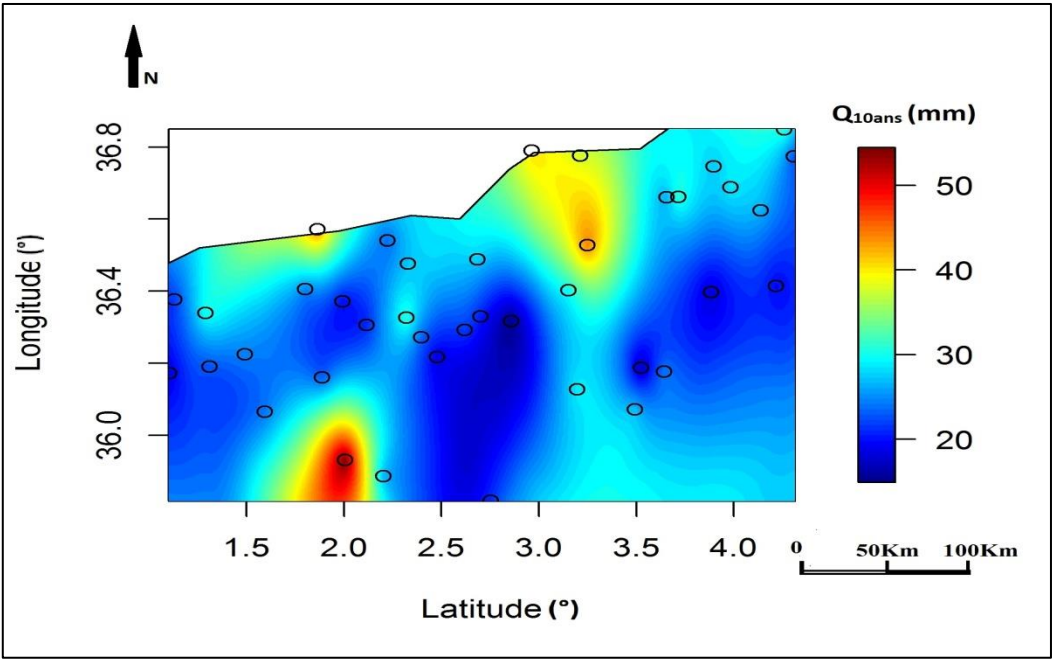


Figure IV-18 : Carte des pluies décennales

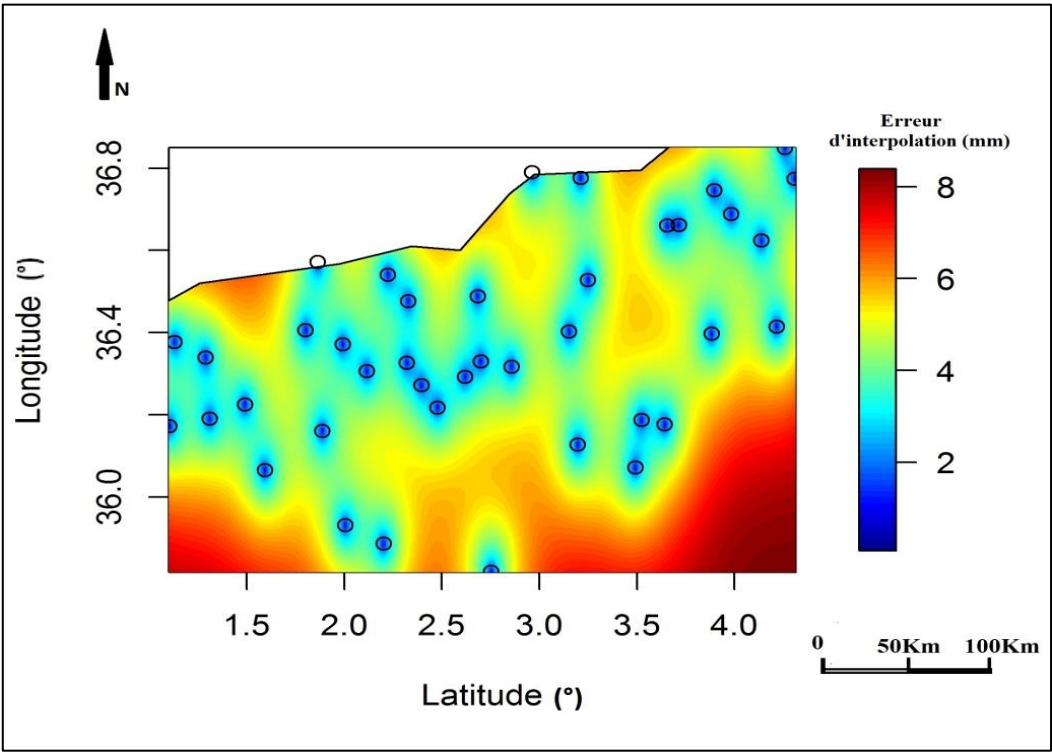


Figure IV-19: Carte des erreurs sur l'interpolation

Annexe N°03 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 60 min

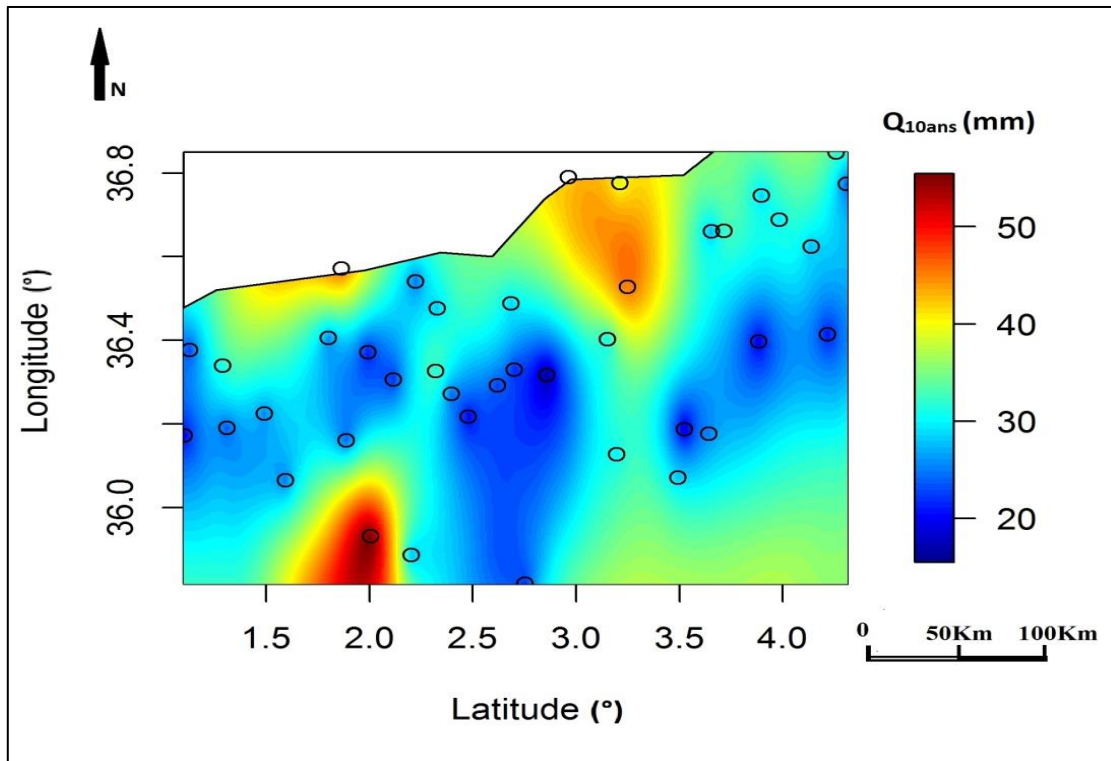


Figure IV-20 : Carte des quantiles décennaux plus l'erreur de l'interpolation

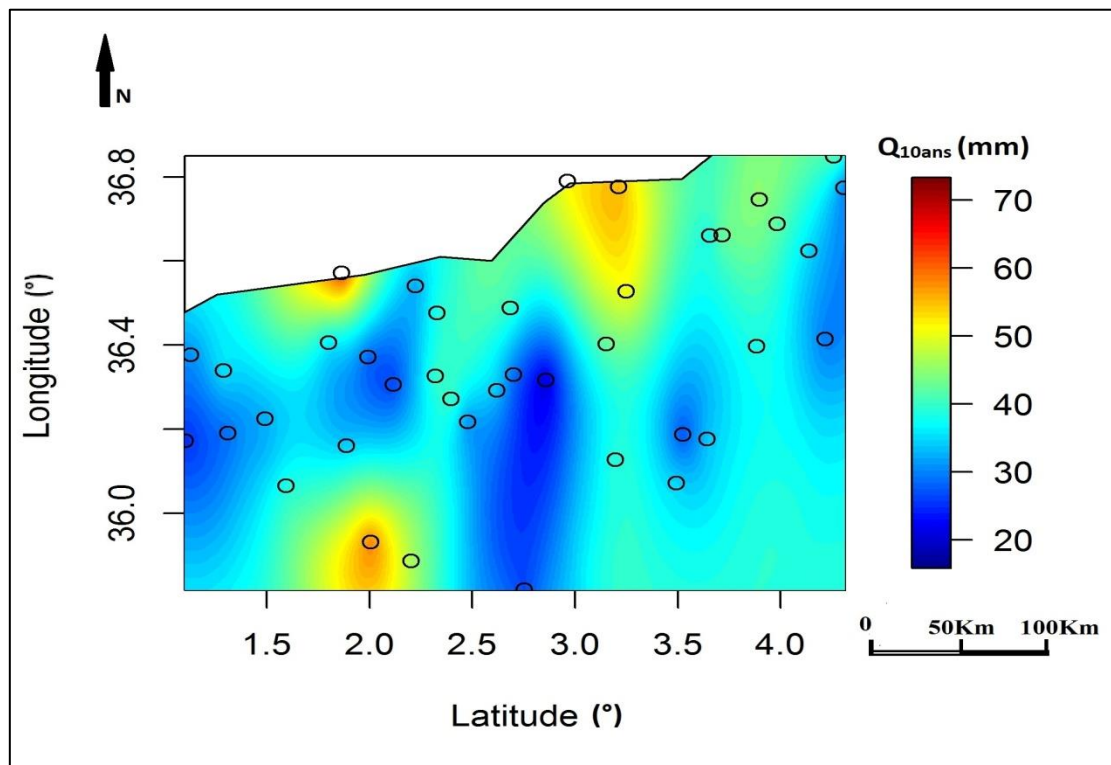


Figure IV-21 : Carte de l'intervalle de confiance à 90% sur les quantiles décennaux

Annexe N°4 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 120 min

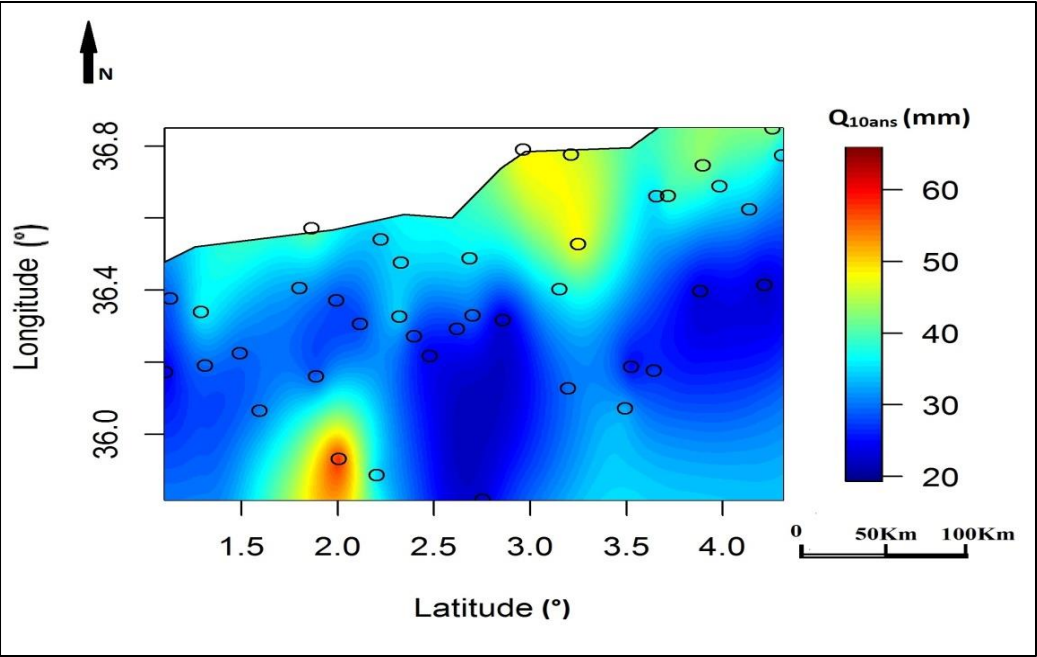


Figure IV-22 : Carte des pluies décennales

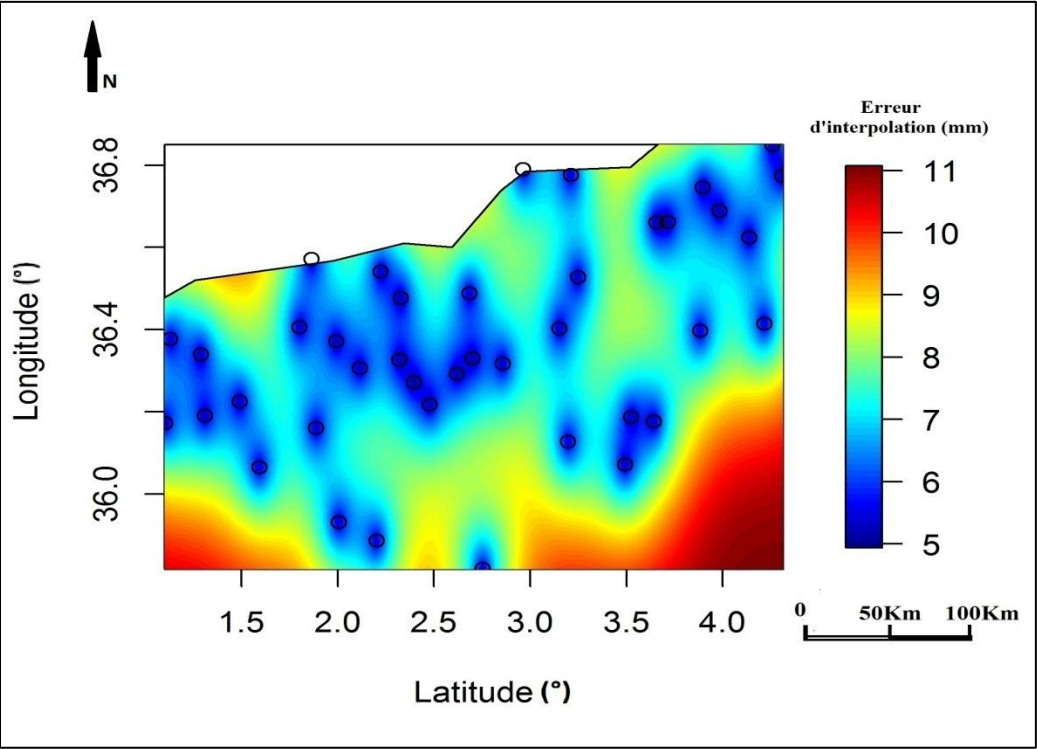


Figure IV-23 : Carte des erreurs sur l'interpolation

Annexe N°4 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 120 min

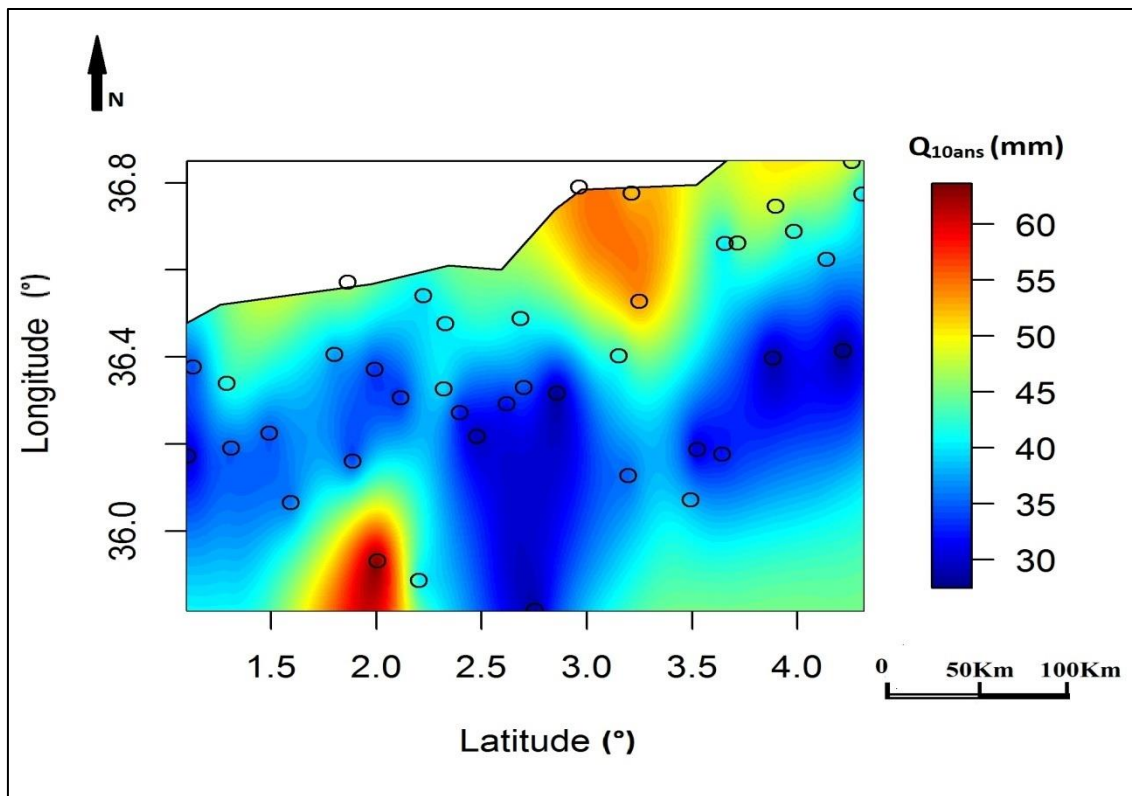


Figure IV- 24: Carte des quantiles décennaux plus l'erreur de l'interpolation

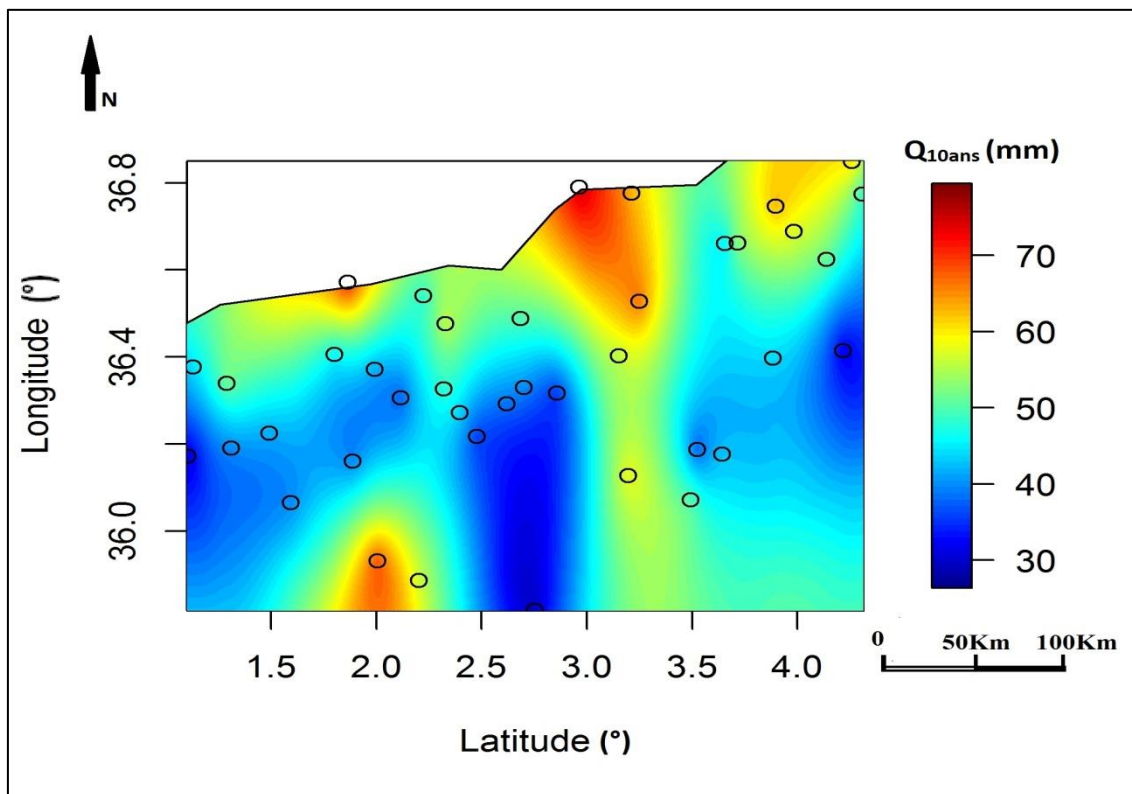


Figure IV-25 : Carte de l'intervalle de confiance à 90% sur les quantiles décennaux

Annexe N°5 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 180 min

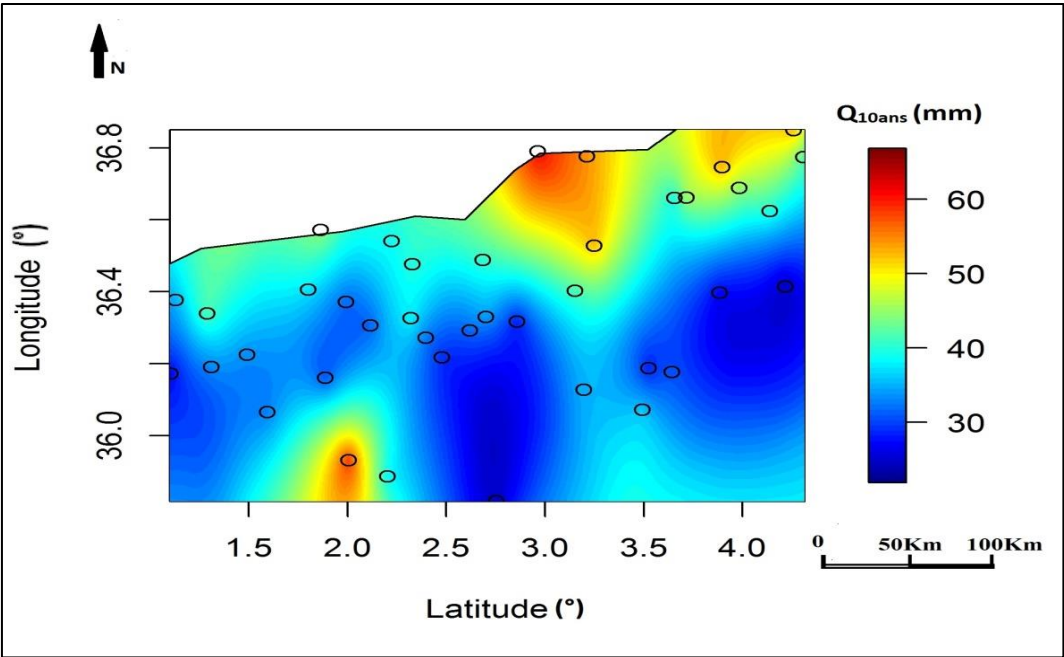


Figure IV-26 : Carte des pluies décennales

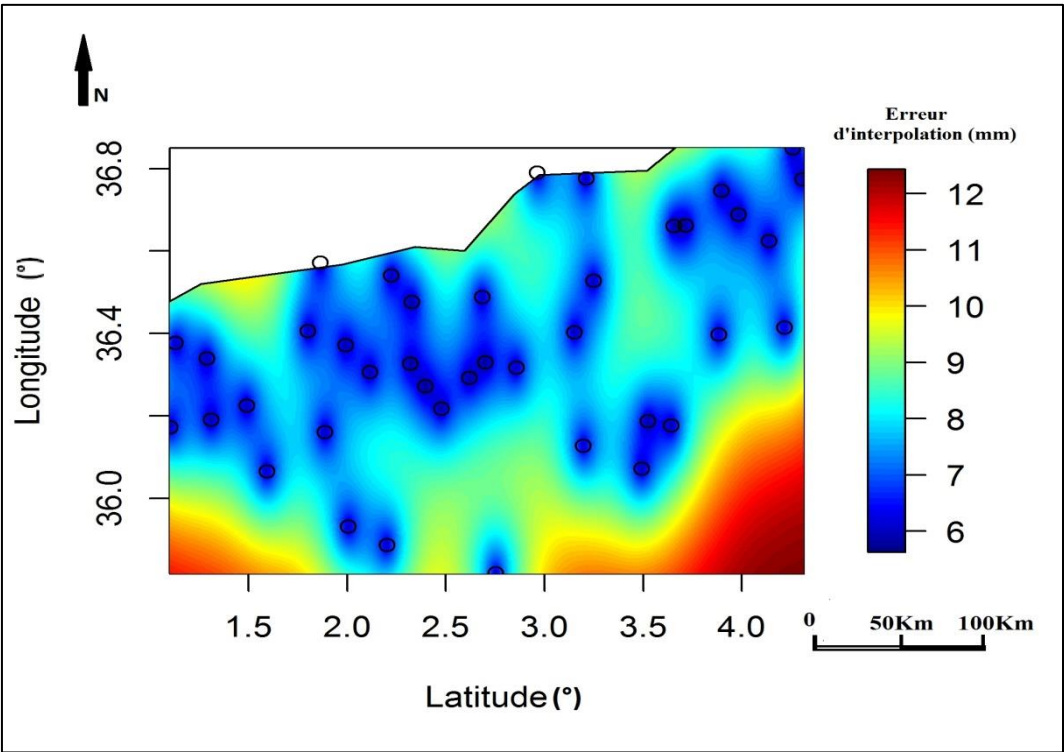


Figure IV-27 : Carte des erreurs sur l'interpolation

Annexe N°5 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 180 min

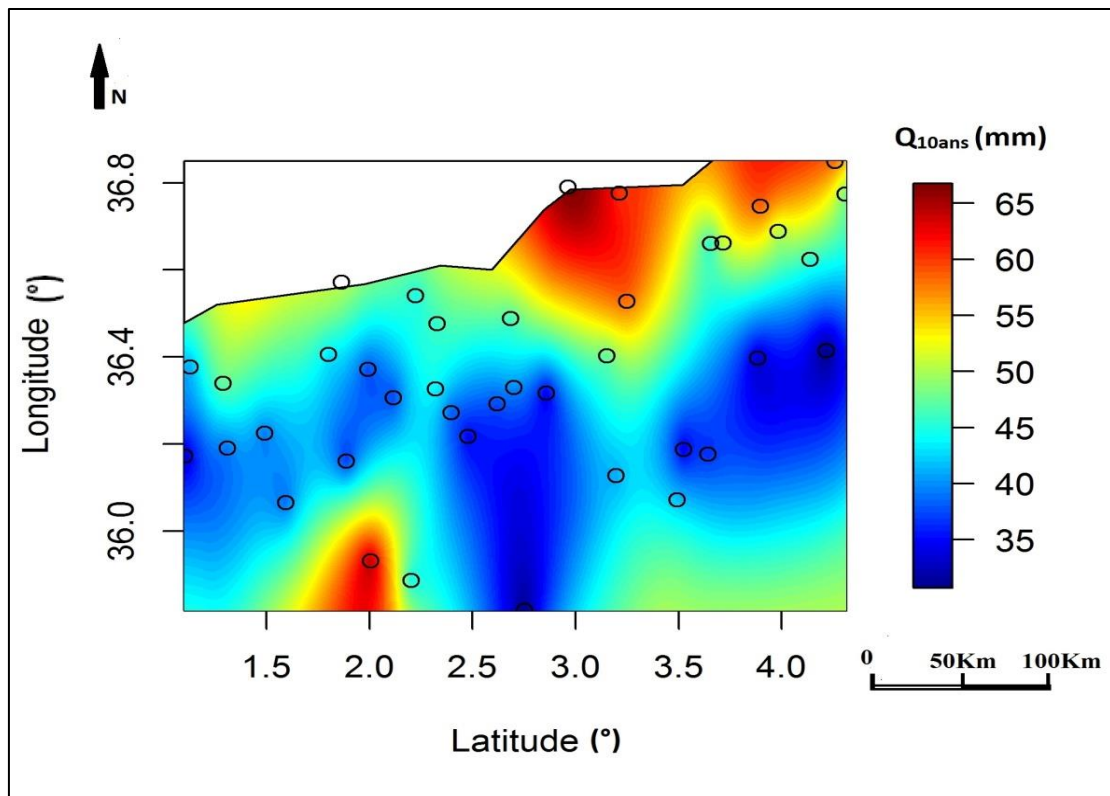


Figure IV-28: Carte des quantiles décennaux plus l'erreur de l'interpolation

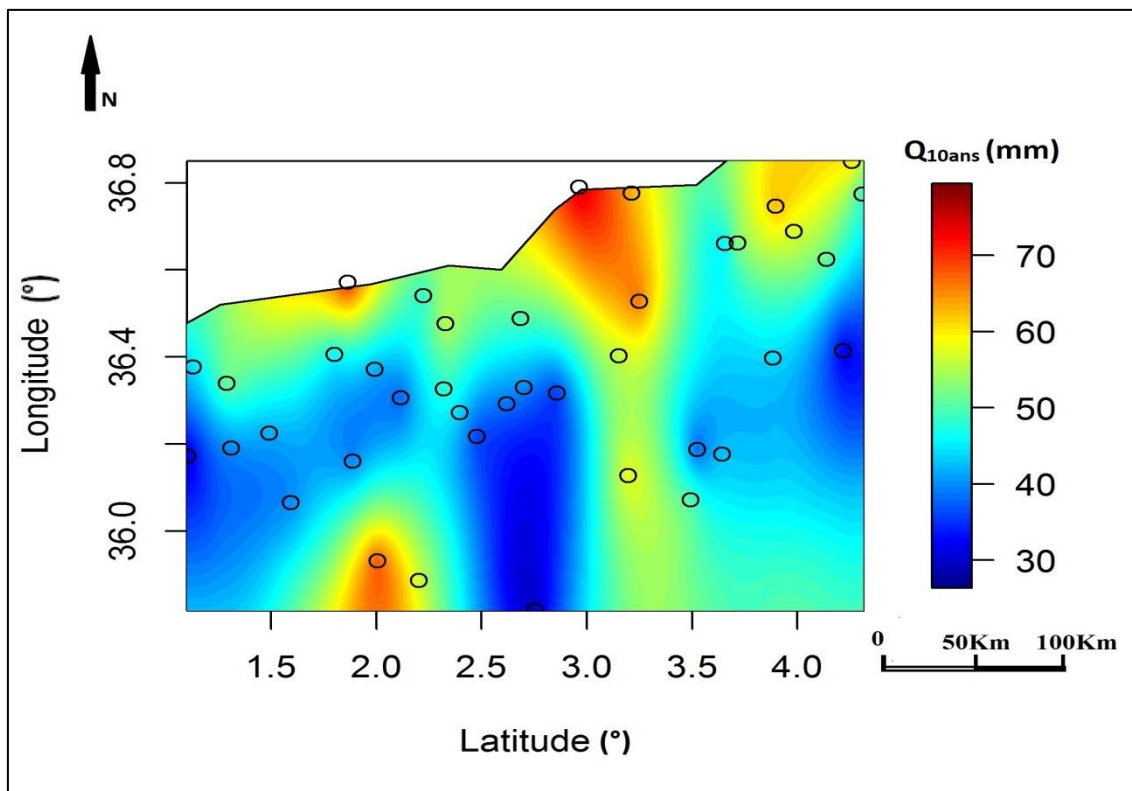


Figure IV-29 : Carte de l'intervalle de confiance à 90% sur les quantiles décennaux

Annexe N°6 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 360 min

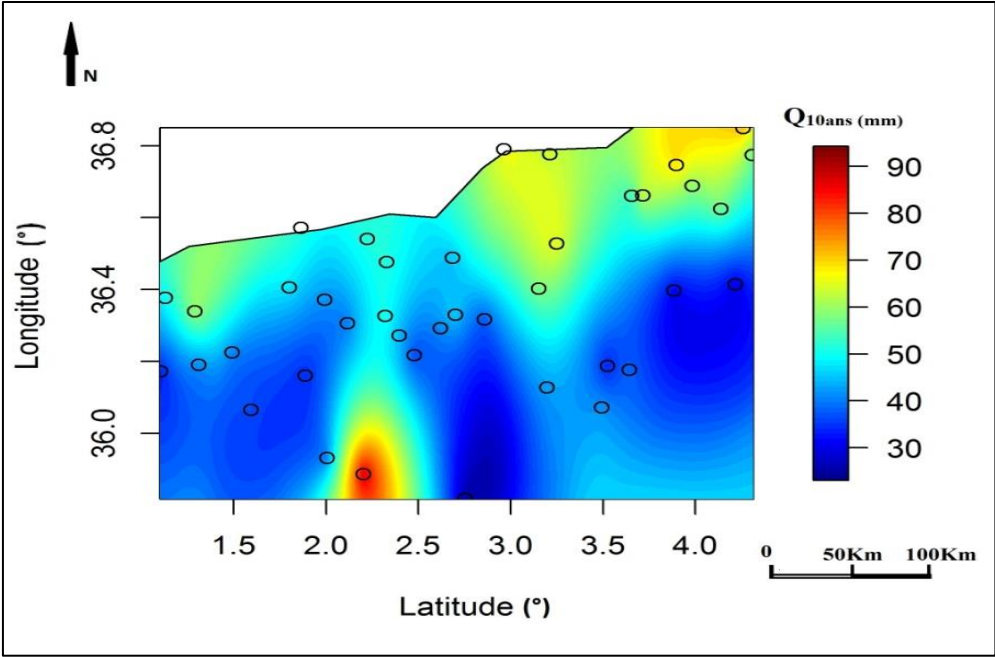


Figure IV -30 : Carte des pluies décennales

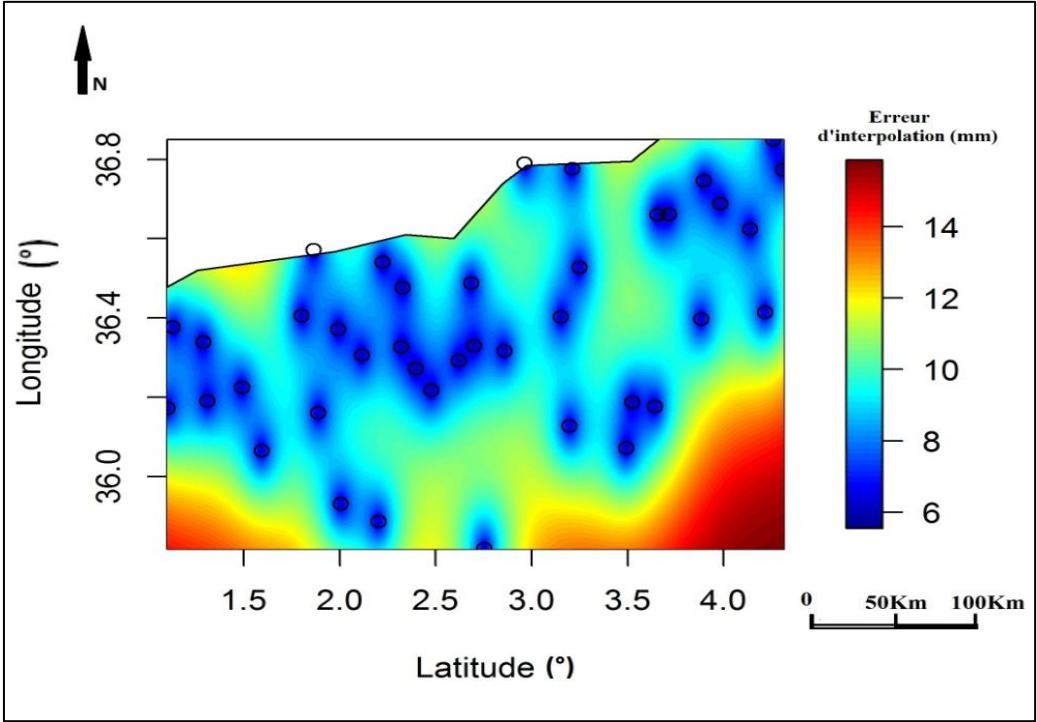


Figure IV-31: Carte des erreurs sur l'interpolation

Annexe N°6 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 360 min

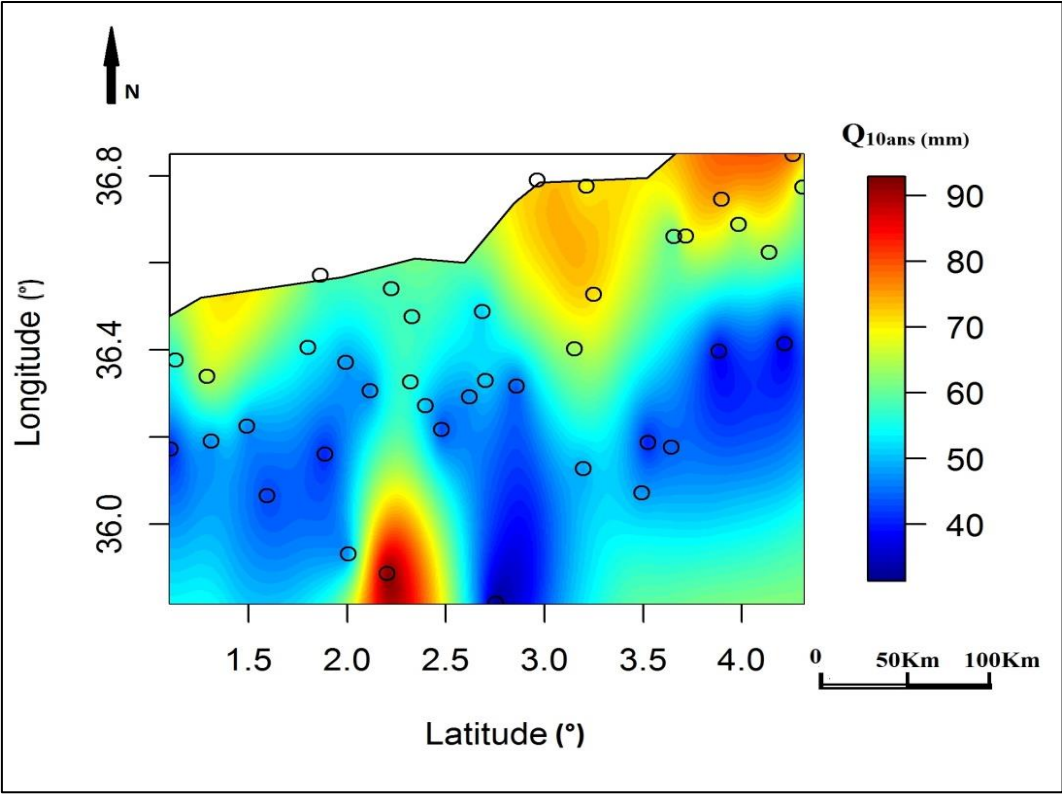


Figure IV-32 : Carte des quantiles décennaux plus l'erreur de l'interpolation

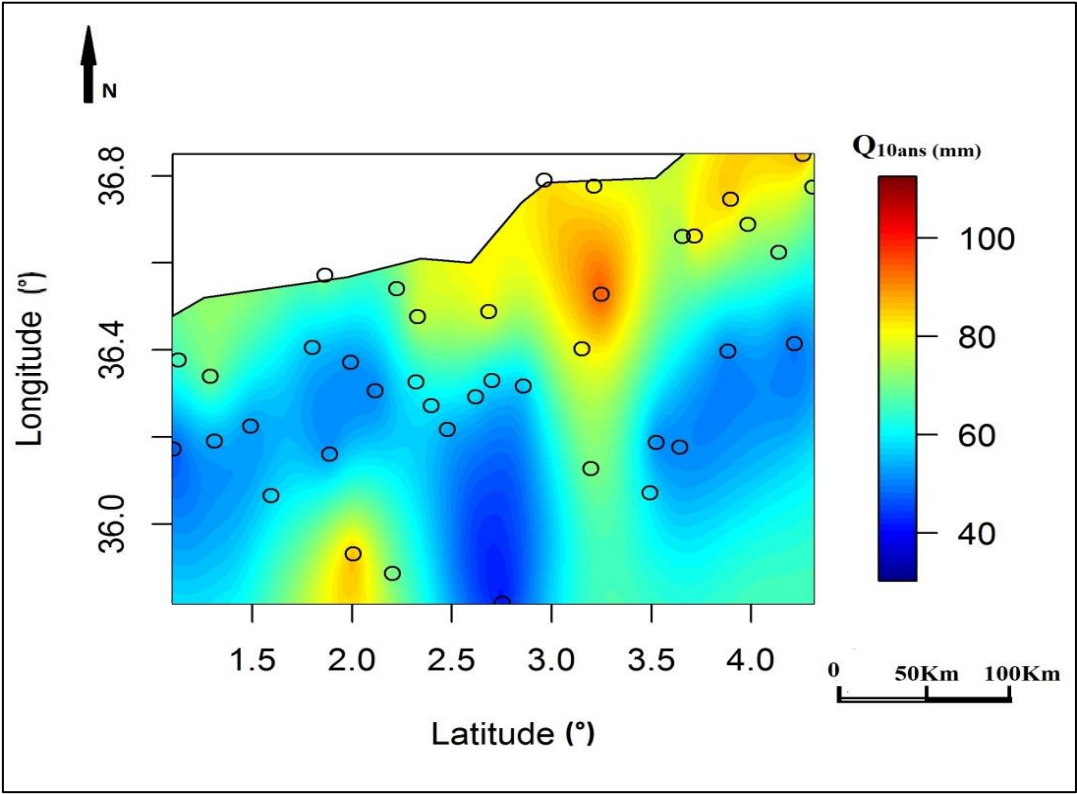


Figure IV-33 : Carte de l'intervalle de confiance à 90% sur les quantiles décennaux

Annexe N°07 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 720 min

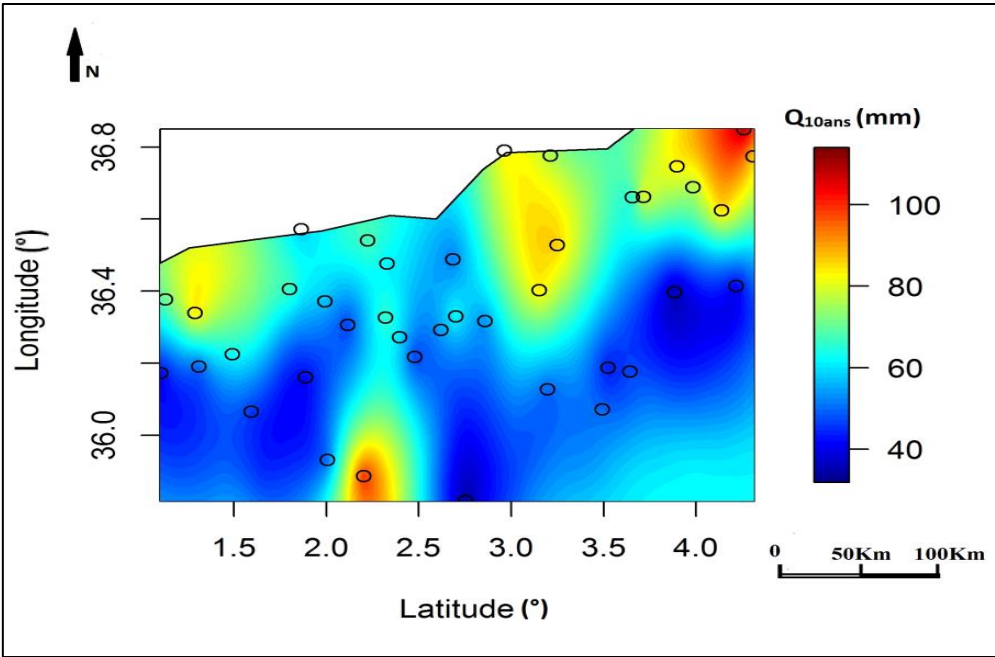


Figure IV-34 : Cartes des pluies décennales

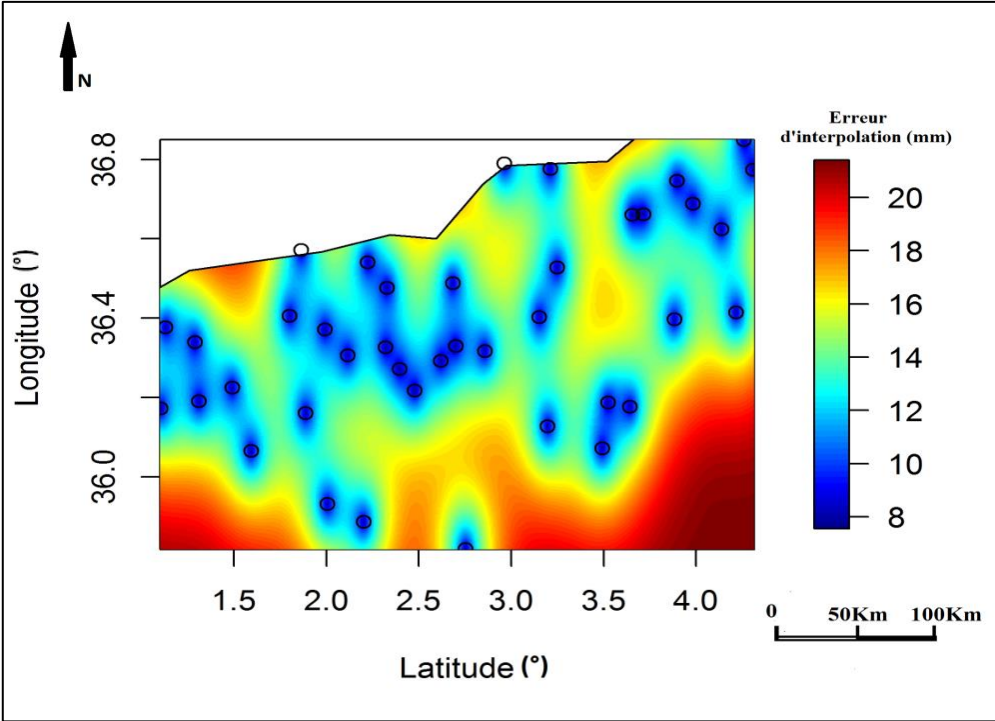
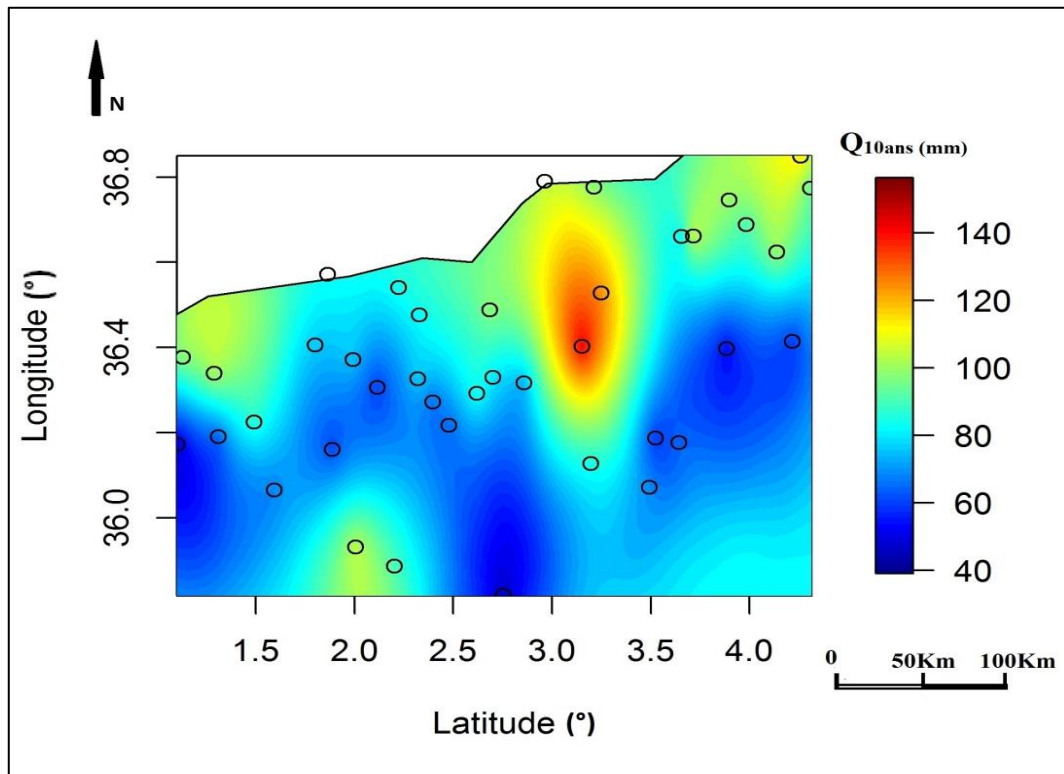
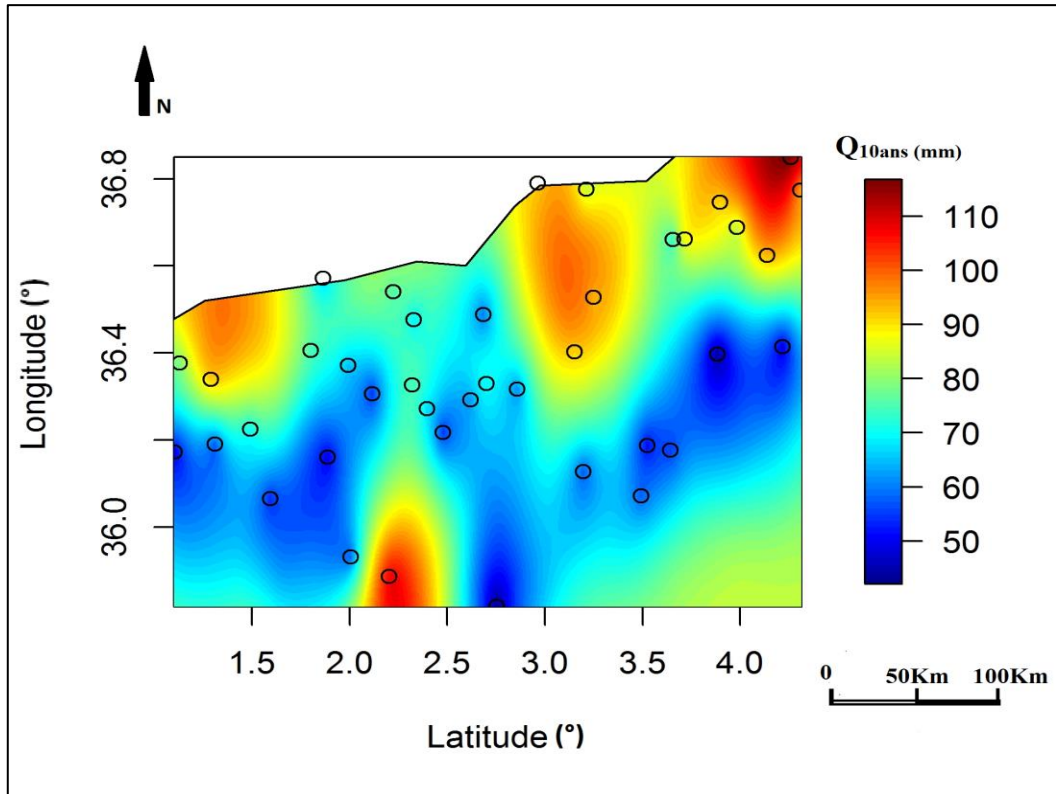


Figure IV-35 : Carte des erreurs sur l'interpolation

Annexe N°07 : Cartes élaborés pour un pas de temps de 720 min



Références Bibliographiques

- Alain I., Ague et Afouda A. Analyse fréquentielle et nouvelle cartographie des maxima annuels de pluies journalières au Bénin, *Int. J. Biol. Chem. Sci.* 9(1): 121-133, February 2015
- Baillargeon S. Le krigeage: revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations. 2005.
- Barnier J. RStudio, un environnement de développement pour R. 2011.
- Berolo W. et Laborde J. P. Statistiques des précipitations journalières extrêmes sur les Alpes-Maritimes. 2003.
- Bosser P. Interpolation spatiale. *Ouvrage Ecole Nationale des Sciences Géographiques.* 53p, 2012.
- Cunnane C. Statistical distributions for flood frequency analysis. *Operational Hydrology Report (WMO)*, 1989.
- DE MICHEAUX, Lafaye P., Drouilhet, Rémy, et Liquet, Benoît. *Le logiciel R: Maitriser le langage-Effectuer des analyses statistiques.* Springer Science & Business Media, 2011.
- Dragieva N. Construction d'un intervalle de confiance par la méthode bootstrap et test de permutation. 2008.
- Efron B et Tibshirani, Robert J. The jackknife. In : *An introduction to the bootstrap.* Springer US, 1993. p. 141-152.
- Goula Bi Tie, Albert, Konan, Brou, Telesphore Brou, Yao, *et al.* Estimation des pluies exceptionnelles journalières en zone tropicale: cas de la Côte d'Ivoire par comparaison des lois lognormale et de Gumbel. *Hydrological sciences journal*, 2007, vol. 52, no 1, p. 49-67.
- Habibi B., Meddi M., et Boucefiane A. Analyse fréquentielle des pluies journalières maximales Cas du Bassin Chott-Chergui. *Nature & Technology*, 2013, no 8, p. 41B.
- Bondue J.P., Poidevin D: La carte: moyen d'action. *Espace, populations, sociétés*, 1999, vol. 17, no 3, p. 501-501.
- Khelfi M., Touaibia B., et Guastaldi E. Regionalisation of the “intensity-duration-frequency” curves in Northern Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 2017, vol. 10, no 20, p. 441
- Laborde J. P. Eléments d'hydrologie de surface. *Université de Nice-Sophia Antipolis. France (204p)*, 2000.
- Louamri A. cartographie des pluies annuelles dans le bassinversant de l'oued seybouse (Nord-Est algerien). *Sciences & Technologie D*, 2009, no 30, p. 43-52.

- Martin J.C., Schwartz J., Seguin J.J., Thiery D., Sauty J.P. Quelques applications de la géostatistique à l'hydrogéologie. BRGM, R30 177, EAU 4S 89, 1989.
- McBratney A. B. et Webster R. "Choosing Functions for Semi-variograms of Soil Properties and Fitting Them to Sampling Estimates." *Journal of Soil Science* 37 : 617-639. 1986.
- Mebarki A. Cartographie automatique des précipitations: application à l'Est algérien. *Sciences & Technologie B*, 2003, no 20, p. 100-107.
- Mebarki A. et 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, ABH-CSM, Constantine, 4-5 juin 2012.
- Meddi M. et Toumi S. Spatial variability and cartography of maximum annual daily rainfall under different return periods in Northern Algeria. *Journal of Mountain Science*, 2015, vol. 12, no 6, p. 1403-1421.
- Saker M.L., Daddi Bouhoun M et Boutoutaou D, Didi Ould M. LA GESTION DES EAUX FACE AUX EXIGENCES DU DEVELOPPEMENT ET DE L'EQUILIBRE DE L'ENVIRONNEMENT SAHARIEN. 2014.
- Mooney, Christopher Z., Duval, Robert D., et Duvall R. *Bootstrapping: A nonparametric approach to statistical inference*. Sage, 1993.
- Oliver M. A. "Kriging: A Method of Interpolation for Geographical Information Systems." *International Journal of Geographic Information Systems* 4 : 313-332. 1990.
- Meylan P., Musy A. Hydrologie fréquentielle. HGA, Bucarest, 1999
- Rezak S. Hydrologie Algérienne : Synthèse des apports de crues sur SIG. Thèse de Doctorat, 2014
- Roche P.A., Miquel J., et Gaume E. *Hydrologie quantitative: Processus, modèles et aide à la décision*. Springer Science & Business Media, 2012.
- Touazi M. *Evaluation des ressources en eau et acquisition de bases de données à références spatiale et temporelle en Algérie du Nord*. 2003. Thèse de doctorat. Nice.
- Emery X. Géostatique linéaire, centre de géostatique, Ecole des mines de Paris, 2001, p 51, 54, 171
- Zahar Y. et Laborde J. P. Les précipitations journalières extrêmes de Tunisie: cartographie des gradex et valeurs exceptionnelles. *Publications de l'Association internationale de Climatologie*, 2000, vol. 13, p. 181-190.

