

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

Régionalisation de l'exposant climatique

dans l'Algérie de centre

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 8-0002-18

APA Citation ( APA توثيق ):

Khelfi, Mohamed el Amine. (2018). Régionalisation de l'exposant climatique [Thèse de doctorat, 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Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...)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 بتقييم الإنتاج العلمي لأساتذة و باحثي المدرسة.

يهدف المستودع الرقمي للمدرسة إلى حصر الإنتاج العلمي سواء كان منشورا أو غير منشور (أطروحات، مطبوعات بيداغوجية، مقالات الدوريات، 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.



**ENSH-(n° d'ordre)**

**THESE DE DOCTORAT  
DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE**

Présentée par

Monsieur **KHELFI Mohamed El Amine**

**pour obtenir le grade de  
DOCTEUR DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE**

Sujet de la thèse :

**REGIONALISATION DE L'EXPOSANT CLIMATIQUE  
DANS L'ALGERIE DU CENTRE**

Thèse présentée et soutenue à Blida le ..... devant le jury composé de :

MIHOUBI Mustapha Kamel	TITRE (professeur. ENSH. Blida )	Président
TOUAIBIA Bénina	TITRE (professeur. ENSH. Blida )	Directrice de thèse
BERMAD Abdelmadjid	TITRE (professeur. ENP. Alger )	Examineur
SOUAG Doudja	TITRE (MCA. USTH BabEzzouar )	Examinatrice
BENLAOUKLI Bachir	TITRE (MCA. ENSH. Blida )	Examineur
GUASTALDI Enrico	TITRE (professeur. Univ. Siennel'Italie )	Co-Directeur

## **REMERCIEMENTS.**

Pour commencer, je remercie le bon Dieu qui a illuminé mon chemin et qui m'a armé de courage et de bonne volonté pendant l'élaboration de ce travail.

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements et ma gratitude à ma promotrice «Professeur Mme Touaibia Bénina» et le Co- encadreur Mr Guastaldi Enrico pour leurs précieux conseils, ses encouragements et leurs disponibilité tout au long de la réalisation de ce travail. J'ai beaucoup appris en travaillant avec vous. Merci pour votre attention

Je remercie les membres de jury pour leurs disponibilités, et l'évaluation de ce travail.

Je remercie également tous les cadres de l'ANRH d'Alger et Blida, en particulier Mr Rahmani, Mr Said, Mr Ould Amara et Mme Beldjoudi pour leur patience et leur aide précieuse.

Je dois également un grand merci pour l'unique «Mr Boukhelifa Mustapha» pour ses précieux conseils depuis le jour où j'ai entamé ce travail, et pour tous les enseignants de l'école nationale supérieure d'hydraulique qui ont participé à ma formation, en particulier : Mr Frihi, Mr Rassoul, Mme Melouah et Mme Djoudar.

Aussi mes remerciements vont directement en direction de tous mes amis qui m'ont soutenu pour la réussite de ce travail.

## **DEDICACES.**

Je veux dédier ce modeste travail en guise de reconnaissance et de respect à mes chers parents pour leurs grandes patiences.

A mes très chères sœurs et mes chers frères Ahmed, Redouane, Mebarek et Abd El Djallile et pour toute ma famille.

A tous mes amis de l'ENSH, et mon équipe de sport « **OCB** ».

A mes amis ; Sid Ali, Nourredine, Yousef, Fathi, Amine, Rachid, Mazzouz et tous les autres.

Une spéciale dédicace à ma promotrice Mme **Touaibia Bénina**.

Merci.

**Mohamed El Amine KHELFI.**

## ملخص

في إطار التغيرات المناخية، و من خلال الفيضانات التي لوحظت خلال هذه السنوات الأخيرة، فإن تحديد كمية المخاطر المائية على المستوى الجهوي يعد موضوعا ذا أهمية كبيرة. إقامة علاقة إحصائية بين شدة الأمطار وتكرار هذه الأحداث يسمح بتحديد أبعاد المنشآت وفقا لمستوي خطرٍ محدد مسبقاً. وهي تشكل اليوم أداة رائدة لمختلف المستخدمين. هذا العمل يتعلق بدراسة سلسلة الأمطار الغزيرة، مسجلة على مستوى 49 محطة في شمال وسط الجزائر. و الهدف من هذا العمل هو تحديد منحنيات الشدة-المدة-التردد و تعميم الدليل المناخي المستخرج منها. هذا الدليل يستعمل لحساب تدفق الوديان من أجل حساب أبعاد شبكات التطهير في حالة نقص المعطيات. فترات مختلفة من 15 دقيقة إلى 24 ساعة تمت دراستها. الطرق الجيوإحصائية متعددة المتغيرات والتي تعتمد على تصميم نماذج احتمالية استعملت في هذه الدراسة، يتعلق الأمر ب الكوكريجاج التجميعي، مع أفضلية استعمال متغيرات مساعدة معروفة مثل النموذج الرقمي للارتفاع و المسافة بالنسبة إلى البحر، وذلك من أجل الحصول على خريطة توضح التوزيع الفضائي للدليل المناخي. النموذج الرقمي للارتفاع أعطى أفضل تقدير. استعمال الطرق الجيوإحصائية من أجل تقدير (ب منتانا) و المرتبط مع متغيرات أخرى التي تمثل العوامل الجغرافية، تبقى وسيلة ضرورية للتخطيط، رسم الخرائط و مراقبة الفيضانات الناجمة عن الأمطار الغزيرة.

## الكلمات الجوهرية :

-المنحنيات (الشدة-المدة-التواتر) - ب منتانا - الكوكريجاج التجميعي - الأمطار الغزيرة - الدليل المناخي.

## Résumé

Dans un contexte de changements climatiques, et face aux différentes inondations observées ces dernières années en milieu urbain, la quantification des risques hydro-climatiques à l'échelle régionale est un sujet d'intérêt majeur. L'établissement d'un lien statistique entre les intensités (ou les hauteurs) de pluies intenses et la récurrence de ces événements permet de déterminer les dimensions des ouvrages en fonction d'un niveau de risque (ou de service) préalablement défini. Elles constituent aujourd'hui, un outil de premier plan pour divers utilisateurs. Ce travail porte sur l'étude des séries des pluies extrêmes (SMA, SDP), enregistrées sur 49 stations au nord centre de l'Algérie. L'objectif de ce travail est de déterminer les estimateurs que sont les courbes Intensité-durée-Fréquence et régionaliser l'exposant climatique tiré des IDF. Ce paramètre est utilisé pour calculer le débit des oueds afin de dimensionner les réseaux d'assainissements en cas d'insuffisance de données. Différentes durées allant de 15 min à 24 heures, sont étudiées. Les méthodes géostatistiques multivariées qui s'appuient sur une modélisation probabiliste sont utilisées. Il s'agit de Co-krigeage collocalisé (CoK C), avec l'avantage d'autres variables auxiliaires connues tel que, le modèle numérique de terrain et la distance par rapport à la mer afin de réaliser la carte indiquant la répartition spatiale de l'exposant climatique. Le modèle numérique de terrain rapporte la meilleure estimation. L'emploi des méthodes géostatistiques pour l'estimation de  $b$  Montana lié avec d'autres variables auxiliaires qui constituent des facteurs physiques, reste un outil essentiel pour la planification, le contrôle des risques d'inondations.

**Mots clés :** IDF ;  $b$  Montana ; Co-krigeage collocalisé ; Pluies extrêmes ; Paramètre climatique.

## Abstract

The flood events observed during last years in the urban areas are subject of main interest for quantification of the hydro-climatic risks and climatic change to the regional scales. Through the establishment of a statistical relationship between the intensities of intense rains and the recurrence of these events allows us to determine the dimensions of the works according to a previously defined level of risk. They constitute today, a leading tool for various users. This work concerns the study of the extreme rains, recorded at 49 stations in the northern Algeria. The objective of this work is to determine the estimators who are the curves Intensity-Duration-Frequency and to extract from this whole of information the  $b$  Montana climatic parameter used to calculate the river flow for the dimensioning of the networks of cleansing in the event of insufficiency of data in order to regionalized. Different durations going from 15 min to 24 hours, are studied. We utilised the collocated co-kriging as multivariate estimation method for interpolation in order to yield the space distribution maps of  $b$  Montana climatic parameter, with the benefit of using spatially correlated secondary variables, such as the digital elevation model and the distance from the coastline, that are known at any localisation. All features led to choose the digital elevation model as covariate for interpolating  $b$  Montana values, yielding a better regionalisation of the studied climatic parameter. The geostatistical handling of  $b$  Montana values strictly related to auxiliary variables that constitute physical factors, overcome the data shortage in planning, managing and preventing the rain flood risk.

**Key words:** IDF;  $b$  Montana; Collocated co-kriging; Extreme rains; Climatic parameter.

## TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE.....	1
<b>Chapitre 1 : Etude bibliographique</b>	
Introduction.....	3
I. Aperçu théorique.....	3
1. Généralités.....	3
1.1 Prévision et prédiction.....	3
1.1.1 Prévision.....	4
1.1.2 Prédiction.....	4
1.2 Précipitations.....	4
1.2.1 Mesure.....	4
1.2.2 Variabilité spatiale de la pluie et densité de pluviographes.....	5
1.3 Exploitation des données pluviographiques.....	5
1.3.1 Analyse fréquentielle.....	5
1.3.2 Constitution des séries de données.....	6
1.3.2.1 Série complète.....	7
1.3.2.2 Série des maxima annuels.....	7
1.3.2.3 Série des durées partielles (tronquée).....	8
1.3.2.4 Série des k plus grandes valeurs annuelles.....	9
1.4 Lois hydrologiques.....	10
1.4.1 La loi exponentielle.....	10
1.4.2 Loi des extrêmes généralisée (GEV).....	11
1.4.3 Loi de Pareto généralisée (GP).....	12
1.5 Estimation des paramètres des séries.....	13
1.5.1 Méthode des moments.....	13
1.5.2 Méthode des L-moments.....	13
1.6 Tests d'adéquation.....	14
1.6.1 Test du $\chi^2$ de Pearson.....	14
1.6.2 Test d'Anderson $Wn^2$ .....	15
1.7 Tests d'indépendance.....	15
1.7.1 Test des différences premières.....	16
1.7.2 Test de Spearman.....	16
1.8 Courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF).....	17
1.8.1 Méthodologie classique d'établissement des IDF.....	18
1.8.1.1 Fonction de distribution de probabilité.....	18
1.8.1.2 Transformation du (FDC) en courbes des IDF.....	18
1.8.1.3 Formules empiriques paramétriques.....	19
1.8.2 Synthèse des travaux sur les IDF.....	20

II. Cartographie.....	26
Introduction.....	26
1. Cartes et cartographie.....	26
1.1 Aperçu sur l’histoire de la cartographie.....	26
1.2 Idée de cartographie.....	27
1.3 Carte.....	28
1.3.1 Règles à respecter.....	29
1.4 Informatique et la cartographie.....	31
1.5 Les logiciels de cartographie.....	32
1.5.1 Système d’information géographique (S.I.G.).....	32
1.5.2 Aperçu historique sur le SIG.....	33
1.6 La géostatistique.....	34
1.6.1 Aperçu historique sur la géostatistique.....	34
1.6.2 Travaux sur la cartographie et la géostatistique.....	35

## **Chapitre 2 : Présentation de la zone d’étude**

Introduction.....	38
2.1 Zone d’étude.....	38
2.2 Caractéristiques des bassins versants.....	39
2.2.1 Climatologie et pluviométrie du milieu d’étude.....	39
2.2.2 Réseau de mesure.....	40
2.2.3 Morphologie et topographie.....	42
2.2.4 Caractéristiques morphométriques des bassins versants.....	43
2.3 Description des bassins versants.....	45

## **Chapitre 3 : Traitement statistique des données pluviométriques**

Introduction.....	47
3.1 Critères de choix des postes et des séries pluviométriques et pluviographiques.....	47
3.2 Instruments et jeux de données.....	48
3.2.1 Test de la qualité des séries pluviométriques.....	50
3.2.2 Test de la qualité des séries pluviographiques.....	51
3.3 Variabilité spatiale de la pluviométrie annuelle.....	54
3.3.1 Choix des axes à retenir.....	55
3.3.2 Plans factoriels (1-2) et (1-3).....	55
Conclusion.....	58

## **Chapitre 4 : Etude des événements pluvieux extrêmes**

Introduction.....	59
4.1 Construction des IDF.....	59
4.1.1 Construction statistique des IDF.....	59
4.1.2 Modélisation des IDF.....	59
4.1.3 Approche méthodologique.....	60



4.2 Etude des échantillonnages.....	60
4.2.1 Étude des (SMA).....	60
4.2.1.1 Estimation des quantiles (SMA).....	62
4.2.1.2 Courbes IDF (SMA).....	63
4.2.2 Étude des (SDP).....	65
4.2.2.1 Étude de l'indépendance des (SDP).....	66
4.2.2.2 Ajustement des séries (SDP).....	67
4.2.2.3 Estimation des quantiles (SDP).....	68
4.2.2.4 Courbes IDF (SDP).....	69
4.2.3 Comparaison (SMA/SDP).....	72
Conclusion.....	73

### **Chapitre 5 : Analyse géostatistique et cartographie**

Introduction.....	74
5.1 Théorie des variables régionalisées concepts et méthodes.....	74
5.1.1 Quelques points vocabulaires.....	74
5.1.2 Distribution monovariante.....	74
5.1.3 Répartition spatiale.....	75
5.1.4 Nuée variographique.....	75
5.1.5 Fonctions aléatoires.....	75
5.1.6 Hypothèses de bases.....	75
5.2 Variogramme théorique et variogramme expérimental.....	76
5.2.1 Propriétés du variogramme.....	77
5.2.2 Modélisation du variogramme.....	78
5.2.3 Validation croisée.....	78
5.2.4 Isotropie et anisotropie.....	78
5.2.5 Cas multivarié (variogrammes croisés).....	79
5.2.6 Krigeage.....	79
5.3 Application de l'approche géostatistique.....	80
5.3.1 Modèle linéaire de corrégalisation (MLC).....	82
5.3.2 Estimation par Cokrigeage collocalisé (CoK C).....	84
Conclusion.....	87
CONCLUSION GENERALE.....	88
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE.....	91

## LISTE DES TABLEAUX

<b>Tableau 1.1</b> : Types de distributions de la loi (GEV).....	11
<b>Tableau 1.2</b> : Types de distributions de la loi (GP).....	12
<b>Tableau 1.3</b> : Valeurs de la variable « u seuil ».....	15
<b>Tableau 1.4</b> : Formules empiriques paramétriques.....	19
<b>Tableau 2.1</b> : Identification des stations pluviographiques.....	41
<b>Tableau 2.2</b> : Caractéristiques morphométriques et physiographiques des bassins.....	45
<b>Tableau 3.1</b> : Nombre d'averses par station.....	48
<b>Tableau 3.2</b> : Pourcentage (%) des averses pour des différents temps de références (15,30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes).....	50
<b>Tableau 3.3</b> : Erreur relative entre le max Pv et max PG (Station de Gouraya).....	52
<b>Tableau 3.4</b> : Seuils de rejet.....	53
<b>Tableau 3.5</b> : Composantes principales retenues.....	55
<b>Tableau 4.1</b> Intensités moyennes maximales (SMA).....	62
<b>Tableau 4.2</b> Modèles IDF pour des différentes périodes de retour (SMA).....	65
<b>Tableau 4.3</b> Exposant climatique/ SMA.....	65
<b>Tableau 4.4</b> Intensité moyennes maximales (SDP).....	68
<b>Tableau 4.5</b> Modèles IDF pour des différentes périodes de retour (SDP).....	71
<b>Tableau 4.6</b> rRMSE globale entre SMA et SDP (exposant climatique).....	72
<b>Tableau 5.1</b> : Paramètres statistiques descriptives des variables auxiliaires.....	81
<b>Tableau 5.2</b> : Matrice de corrélation entre les variables.....	81
<b>Tableau 5.3</b> : Paramètres de modélisation (MLC).....	82

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure 1.1 :</b> Types de séries (Meylan et al, 1999).....	7
<b>Figure 1.2 :</b> Fonction de densité de la loi exponentielle de paramètre $a=0$ , $b=1$ . (Bertrand Krajewski, 2007).....	10
<b>Figure 1.3 :</b> Forme des trois familles de lois de Jenkinson tracé dans un graphique de Gumbel (Bertrand Krajewski, 2007).....	11
<b>Figure 1.4 :</b> Familles de la loi Pareto généralisée tracées dans un graphique exponentiel (Bertrand Krajewski, 2007).....	12
<b>Figure 1.5 :</b> Transformation du FDC en courbes des IDF, (Bertrand Krajewski, 2007).....	18
<b>Figure 2.1 :</b> Zone d'étude (Bassins versants).....	39
<b>Figure 2.2 :</b> Réseau de stations (pluviographes).....	40
<b>Figure 2.3 :</b> Relief des bassins versant.....	43
<b>Figure 3.1 :</b> Valeur propre et variabilité cumulée en (%) en fonction des composantes principales.....	55
<b>Figure 3.2 :</b> Représentation des variables sur les axes factoriels (1-2) et (1-3).....	56
<b>Figure 3.3 :</b> l'ACP : A) Opposition Est/Ouest, B) Opposition Nord/Sud.....	57
<b>Figure 4.1 :</b> Ajustements des intensités aux lois (Gumbel, Log normale).....	60
<b>Figure 4.2 :</b> Courbes Intensité- Durée- Fréquence (SMA).....	63
<b>Figure 4.3 :</b> Fonction d'auto-corrélation de Spearman pour les SDP ( $\mu=1$ ; et $\mu=2$ ), station de Médéa (011509) sur différentes durée d'agrégation (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 et 1440 minutes).....	67
<b>Figure 4.4 :</b> Ajustements des intensités à la loi exponentielle (Station 020602/ temps d'agrégation=180 minutes).....	68
<b>Figure 4.5 :</b> Courbes Intensité- Durée- Fréquence (SDP).....	70
<b>Figure 5.1 :</b> Propriétés du variogramme.....	77
<b>Figure 5.2 :</b> Variables auxiliaires de la cartographie.....	81

<b>Figure 5.3</b> : Modèles linéaires de corrégionalisation omnidirectionnels adaptés aux SVE direct, SVE croisé. A) b Montana - DEM; B) b Montana - Distance/mer.....	83
<b>Figure 5.4</b> : Résultat d'estimation de groupe A (b Montana – DEM). A) Carte d'estimation b Montana, B) Carte de la variance d'estimation.....	85
<b>Figure 5.5</b> : Carte de la différence d'estimation, b Montana - DEM et b Montana - Distance/mer.....	86

## **ANNEXES**

**Annexe A1** : Ajustements statistiques/SMA.

**Annexe A2** : Quantiles/ SMA.

**Annexe A3** : Courbes IDF/ SMA.

**Annexe B** : Exposant climatique/ SMA-SDP.

**Annexe C1** : Seuils de dépassement, SDP.

**Annexe C2** : Table de Spearman.

**Annexe C3** : Test d'autocorrélation.

**Annexe C4** : Ajustements statistiques/SDP.

**Annexe C5** : Quantiles/ SDP.

**Annexe C6** : Courbes IDF/ SDP.

**Annexe D** : Test de la médiane.

# INTRODUCTION GENERALE

## INTRODUCTION GENERALE

Les sciences hydrologiques, comme d'autres sciences naturelles, sont très complexes. Ceci est dû non seulement à la multitude des phénomènes à identifier et à comprendre, mais aussi à ceux qui ne se répètent jamais de la même manière (Musy et Higy, 1998). De plus, les études hydrologiques sont strictement liées au changement climatique qui constitue l'une des grandes questions d'actualité environnementales auxquelles doivent répondre les organisations environnementales. L'eau joue un rôle fondamental dans un contexte de changements climatiques, il est essentiel de connaître sa vulnérabilité dans ces processus. Un des facteurs d'expression de cette vulnérabilité sont les inondations et divers phénomènes extrêmes, qui ont récemment touché plusieurs régions du territoire national Algérien. Les événements extrêmes sont les principales préoccupations des décideurs dans le domaine de la gestion des ressources en eau. Il est primordial de connaître l'évolution de la fréquence des inondations et des sécheresses dues au changement climatique pour une prise de décision. L'augmentation du risque d'inondation est souvent citée comme l'un des aléas les plus importants liés au changement climatique. Cependant, il y a eu relativement peu d'études réalisées sur le sujet, d'où la difficulté de simuler avec des modèles climatiques globaux des événements de courte durée et de forte intensité, pour tirer les estimateurs que sont les courbes Intensité-Durée-Fréquence.

Celles-ci sont des outils d'utilisation courante pour la conception d'ouvrages hydrauliques tant en secteur urbain (par exemple les composantes des systèmes de gestion des eaux pluviales) qu'en secteur rural (aménagement hydro-agricoles). L'établissement d'un lien statistique entre les intensités probables pour une durée  $t$  et la récurrence de ces événements avec une période de retour  $T$  donnée, permet de déterminer la dimension des ouvrages en fonction d'un niveau de risque (ou de service) préalablement défini. Elles constituent aujourd'hui, un outil de premier plan pour divers utilisateurs.

En Algérie, le problème est que les inondations en milieu urbain sont fréquentes. Lié à un manque d'information ou à un manque d'études adéquates conséquentes des pluies de courtes durées. Malgré cette situation, les autorités locales ont lancé plusieurs programmes de réalisation de réseaux d'évacuation des eaux. La maîtrise des observations pluviométriques constitue le seul outil pour la compréhension de comportement hydrologique d'un événement. Les données recueillies sur les réseaux pluviométriques et pluviographiques constituent l'essentiel des informations acquises sur des périodes plus ou moins longues et des zones plus ou moins étendues. Son acquisition dépend principalement de la densité du réseau pluviométrique.

Ce travail concerne l'étude des pluies extrêmes, enregistrées dans 49 stations de la partie centrale du nord de l'Algérie, sous divers étages climatiques, réparties sur une superficie qui représente 4% de la superficie totale du pays. L'objectif est de déterminer les estimateurs « courbes IDF » qui représentent un outil de première importance dans la planification, la gestion et la prévention du risque d'inondation. En particulier, nous proposons une régionalisation par interpolation géostatistique multivariée du paramètre climatique nommé «b Montana» qui

montre une corrélation avec d'autres paramètres largement distribués et connus sur notre zone d'étude. Ce paramètre est utilisé pour calculer le débit des oueds afin de dimensionner les réseaux d'évacuation des eaux pluviales en cas d'insuffisance de données. Il dépend de l'emplacement de la station et des conditions météorologiques, il représente un paramètre clé dans la formulation mathématique des courbes IDF (Chow et al, 1988). Cependant, l'approche traditionnelle d'estimation de ce paramètre climatique ne prend pas en compte l'influence des facteurs physiques. Dans un contexte de changement climatique qui a provoqué une altération du régime pluviométrique, un nombre croissant d'inondations et de phénomènes extrêmes ont touché plusieurs régions de l'Algérie. Par conséquent, définir d'autres méthodes d'analyses, telles que l'approche géostatistique multivariée proposée, pourrait être utile pour améliorer à la fois le paramètre climatique et l'évaluation du débit pluvial. La spatialisation de ce paramètre est une fonction à la fois, de la structure et du nombre d'averses d'une part et de la densité de réseau d'autre part. Il est souvent difficile d'identifier la structure spatiale afin de réaliser une régionalisation non biaisée de  $b$  Montana (Bouaichi et al, 2006), en raison de la longueur différente des séries temporelles pour les stations considérées. Il reste un outil essentiel d'investigation pour toute aide à la décision.

Ce travail consiste en:

Chapitre 1 : un aperçu théorique sur la modélisation des courbes IDF, la cartographie et les systèmes d'informations géographiques ainsi une synthèse de leurs récentes évolutions.

Chapitre 2 : une présentation de la zone d'étude (situation, pluviométrie, relief, hydrographie, réseau des mesures).

Chapitre 3 : un traitement statistique et vérification de la qualité des données mises à notre disposition.

Chapitre 4 : une étude des événements pluvieux extrêmes mesurés sur différents pas de temps, afin d'estimer les quantiles et faire ressortir les paramètres climatiques propres à chaque station.

Chapitre 5 : une régionalisation par interpolation géostatistique multivariée du paramètre climatique nommé « $b$  Montana».

En conclusion, une synthèse des principaux résultats obtenus, et donnée quelques pistes de recherches.

# **CHAPITRE 1**

## **ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE**

---



## **Introduction**

Les estimateurs Intensité-Durée-Fréquence (IDF), ou encore Hauteur-Durée-Fréquence (HDF), généralement présentés sous la forme de courbes IDF ou HDF, sont des outils d'utilisation courante pour la conception d'ouvrages hydrauliques tant le secteur urbain (par exemple les composantes des systèmes de gestion des eaux pluviales) que dans le secteur agricole (aménagement hydro-agricoles). L'établissement d'un lien statistique entre les intensités (ou les lames) de pluies intenses et la récurrence de ces événements permet de dimensionner les ouvrages en fonction d'un niveau de risque (ou de service) préalablement défini. Elles constituent aujourd'hui, un outil nécessaire voire obligatoire pour divers aménagements.

Plusieurs méthodes sont proposées pour la construction des courbes (IDF). L'objectif de ce travail consiste en une régionalisation de paramètres des courbes IDF et une actualisation de la cartographie (exposant climatique) dans un contexte des changements climatiques, grâce à des années de mesures supplémentaires pour les stations considérées dans le centre de l'Algérie.

Il s'agit d'une recherche appliquée dans le domaine de l'hydrologie et la cartographie. L'enjeu d'une telle recherche est de traiter la problématique de modélisation, tout en contribuant aux avancées des disciplines.

## **I. Aperçu théorique**

### **1. Généralités**

Les sciences hydrologiques, à l'instar des autres sciences naturelles, sont très complexes. Ceci est dû non seulement à la multitude des phénomènes à identifier et à comprendre, mais encore et surtout au fait que ceux-ci ne se répètent jamais de la même manière. De plus l'observation, aussi complète soit-elle, ne reflète qu'une petite partie de la réalité, tant les interactions prévisibles entre processus sont importantes (Musy et al, 1998).

#### **1.1 Prévision et prédiction**

Deux approches différentes des événements futurs sont utilisées en hydrologie. D'une part, les prévisions relativement à court terme et, d'autre part, les prédictions, généralement à long terme. Cette distinction correspond à des approches différentes, mais aussi à une problématique différente. Dans le premier cas, il s'agit d'un problème de gestion d'ouvrage ou de système d'ouvrages, alors que dans le second, il s'agit de problèmes de planification d'aménagements et de dimensionnement d'ouvrages (Meylan et al, 1999).

### **1.1.1 Prévision**

La prévision météorologique constitue sans doute l'exemple le plus familier : l'étude de la situation synoptique permet l'établissement de prévisions pour le ou les jours suivants. De même, pour les besoins de la gestion d'aménagements hydrauliques, les conditions observées (actuelles et passées) seront projetées dans un avenir relativement proche, par exemple en appliquant un modèle de simulation.

Dans ce genre de problématique, la question sera du type « quel est le débit qui va transiter, demain à midi, à travers tel ouvrage hydraulique ? ». Cette approche prévisionnelle, est d'importance capitale, non seulement pour la gestion des ressources mais également par exemple pour l'annonce de crues, mais ne va pas être abordée dans ce travail (Meylan et al, 1999).

### **1.1.2 Prédiction**

Le cas de prédiction peut être illustré par l'exemple familier du citoyen planifiant ses prochaines vacances pour un sport d'hiver. Pour les besoins de la planification et du dimensionnement d'ouvrages, l'approche sera similaire : l'évolution future du processus étudié s'exprime sur la base d'une analyse des mesures effectuées dans le passé, mais ceci uniquement en terme de probabilité d'apparition.

La question qui reste posée sera dans ce cas du type : « quelle est la probabilité pour que le débit de X (m<sup>3</sup>/s) soit atteint ou dépassé au cours des quinze prochaines années ? ». La date précise de l'événement considéré n'intervient pas dans cette approche (Meylan et al, 1999).

## **1.2 Précipitations**

### **1.2.1 Mesure**

Il existe deux catégories principales d'appareils de mesure des précipitations : les pluviomètres et les pluviographes. Les pluviomètres indiquent la lame d'eau totale précipitée, en mm, et sur des durées généralement égales à 24 heures. Les pluviographes donnent la variation de la lame d'eau précipitée dans le temps, permettant de déterminer l'intensité de la pluie pour différentes durées d'agrégations allant de la minute à 24 heures. Il existe plusieurs types de pluviographes, avec des technologies différentes. Les deux types les plus couramment utilisés sont les pluviographes à augets basculants et les pluviographes à pesée. Dans ce travail, les données sont prises à partir des pluviographes à augets basculateurs des stations considérées, fournies par l'agence nationale des ressources hydrauliques.

### **1.2.2 Variabilité spatiale de la pluie et densité de pluviographes**

Pour des bassins versants étendus (plus de quelques dizaines d'hectares), il est nécessaire de disposer de plusieurs pluviographes pour obtenir une incertitude acceptable sur les lames d'eau précipitées, en raison de la variabilité spatio-temporelle sur toute la surface du bassin versant. Ces phénomènes jouent un rôle important dans l'estimation des débits et des volumes ruisselés. De nombreuses études ont été réalisées sur cette question et fixer une densité idéale de pluviographes est difficile. Cette densité dépend des objectifs fixés, du pas de temps d'acquisition des données et de la taille du bassin versant. Dans tous les cas, il faut tenir compte des particularités locales : relief, microclimat, vents dominants, urbanisation, etc.

Pour assurer dans 75 % des cas, une incertitude sur la lame d'eau précipitée sur le bassin versant, Paturel et al, (1986) in OMM. (1994) proposent des densités déterminées à partir de plus de 270 000 simulations de répartition des pluviographes sur les bassins versants. Ils ont conclu que la variabilité spatiale des événements pluvieux convectifs est telle qu'une information ponctuelle perd tout son sens au-delà d'une distance de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. La distance séparant les appareils doit être de l'ordre de 0,5 km, ce qui impose approximativement un pluviographe par un km<sup>2</sup>.

Une autre expérience, Niemczynowicz. (1991) a proposé dans un rapport à l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale), la règle empirique suivante pour l'implantation des pluviographes en zone urbaine: 1-1-0,1. Cela correspond à 1 pluviographe pour 1 km<sup>2</sup>, avec un pas de temps d'observation de 1 minute et un pas de hauteur de pluie de 0,1 mm, ce qui n'est pas le cas dans le cadre de cette étude (Bertrand et al, 2007).

## **1.3 Exploitation des données pluviographiques**

### **1.3.1 Analyse fréquentielle**

L'analyse fréquentielle est une méthode statistique de prédiction consistant à étudier les événements passés, caractéristiques d'un processus donné (hydrologie ou autre), afin de définir les probabilités d'apparition future (Meylan et al, 1999). L'estimation des précipitations associées aux événements extrêmes est un sujet qui réveille de plus en plus d'intérêt dans le domaine des sciences de l'eau. Parmi les méthodes couramment utilisées en hydrométéorologie pour estimer les précipitations en des sites ayant peu ou aucune donnée, il existe d'une part, les méthodes d'interpolation spatiale (Delhomme, 1978. Creutin et Obled, 1982. Amani et Lebel, 1998) et d'autre part, les méthodes d'analyse de fréquence régionale (Hosking et al, 1985. Ouarda et al, 1999) pour les crues, et (Alila, 1999) pour les précipitations.

Les méthodes d'interpolation utilisent des approches géométriques (la méthode de trois stations les plus proches, les polygones de Thiessen) ou les fonctions de corrélation spatiale (krigeage) pour estimer à un site ciblé la précipitation associée à un événement ou à une fréquence donnée.

Par contre, les méthodes d'analyse de fréquence régionale permettent d'estimer pour un site donné, et sur la base de l'information régionale, les quantiles ( $X_T$ ) de période de retour  $T$ . Ces derniers sont utilisés pour la conception et le dimensionnement d'ouvrages hydrauliques tels que les ouvrages de retenue d'eau, les ouvrages anti-érosifs et les réseaux d'assainissement. Elles sont aussi utilisées plus généralement pour permettre une description globale des caractéristiques de la structure spatiale des différents phénomènes hydrologiques dans une région. Elles ont été initialement développées pour l'estimation des débits de crues (Darlymple, 1960. Cunnane, 1988. Gupta et Waymire, 1998. Ouarda et al. 2001). Leur champ d'application s'est ensuite étendu aux précipitations. Au Canada, (Alila, 1999) met l'accent sur l'importance de l'incorporation de l'information régionale dans l'analyse de fréquence des précipitations à un site alors que, St-Hilaire et al, (2003) in Onibon, H et al. (2004) présentent et comparent les principales méthodes d'analyse de fréquence régionale couramment utilisées pour quantifier les événements pluviaux extrêmes. En France, les travaux de Kieffer, (1998) et Djerboua, (2001) ont porté sur l'estimation régionale des précipitations extrêmes en Alpes françaises et franco-italiennes.

La plupart des méthodes d'analyse de fréquence régionale sont constituées de trois principales étapes :

- la constitution de groupes hydrologiquement homogènes de stations suivies du test d'homogénéité des regroupements formés.
  - la détermination de la fonction de distribution des précipitations et de ses paramètres.
  - l'estimation des quantiles correspondant à des périodes de retour spécifiées.
- (Onibon, H et al, 2004).

### 1.3.2 Constitution des séries de données

La récolte, le prétraitement, et le mode d'archivage des données hydrométéorologiques, les techniques de mesure (manuelle, automatique) et de stockage de l'information primaire (carnet de terrain, enregistreurs analogique sur papier, enregistrement digital sur mémoire informatiques, télétransmission, etc.) sont du ressort de l'hydrologie opérationnelle.

Pour effectuer une analyse fréquentielle, il convient, à partir des données disponibles, de constituer une série de valeurs formant un échantillon. A partir de la série complète une extraction de trois séries peut être faite (Meylan et al 1999). (Figure 1.1)

- La série de maximum annuel (SMA).
- La série des durées partielles (SDP, série tronquée).
- La série des  $k$  des plus grandes valeurs annuelles.

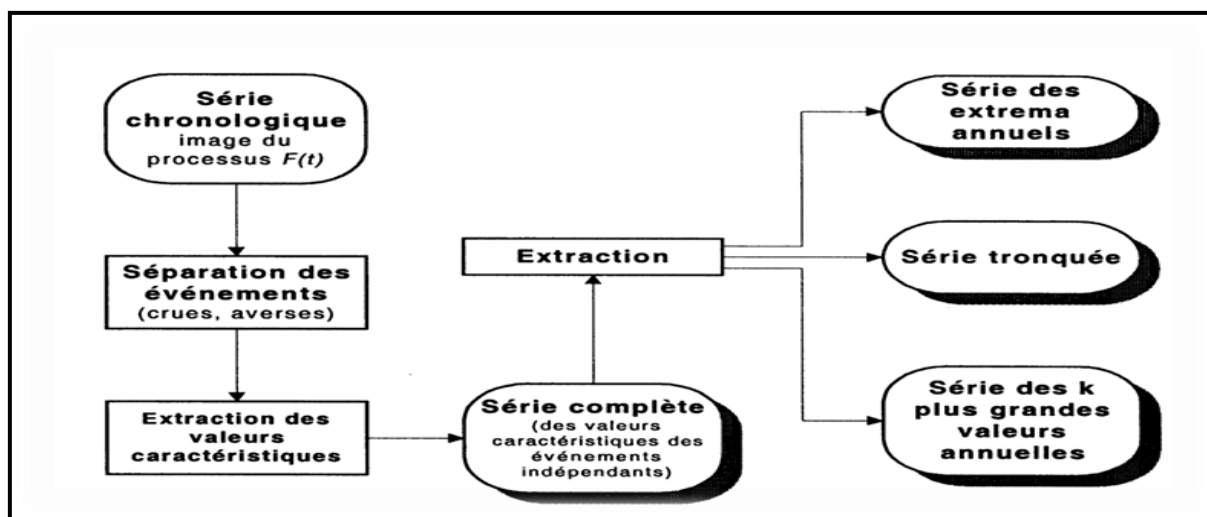


Figure 1.1 : Types de séries (Meylan et al, 1999)

### 1.3.2.1 Série complète

La série d'évènements constituée est appelée série complète (sous entendu : série complète des valeurs caractéristiques des événements indépendants(SDC)). Dans cet exemple, il s'agit d'une série de lames d'eau précipitées instantanées.

L'indépendance des événements successifs retenus peut être vérifiée par divers techniques statistiques telles que :

- Le test de la nullité du coefficient d'autocorrélation.
- Le test des séquences.

Si, une éventuelle autocorrélation (c'est-à-dire une certaine dépendance) est décelée, cela ne signifie pas que tout le calcul ultérieur soit compromis. Dans un premier temps, il s'agira de critiquer les données, ainsi que la procédure de séparation des événements. Par ailleurs des méthodes existent, qui permettent de tenir compte dans une certaine mesure d'une auto-corrélation des données.

La série complète des événements extrêmes peut comporter un nombre imposant de valeurs. Son exploitation sera donc parfois délicate, surtout en absence de moyens Informatiques (Meylan et al, 1999).

### 1.3.2.2 Série des maxima annuels

A partir de la série complète, il est possible de constituer une série de valeurs annuelles caractéristiques (maximum, minimum, moyenne etc.) comme la série des maxima annuels. La pratique de l'analyse fréquentielle a permis de montrer que pour des séries chronologiques dépassant la trentaine d'années, il est légitime de se limiter à n'étudier que les valeurs extrêmes annuelles. Cette façon de procéder est généralement recommandée.

Traditionnellement l'étude statistique des évènements extrêmes est basée sur l'analyse des échantillons formés de valeurs maximales annuelles. Ces échantillons sont facilement déductibles de la série de durée complète. Aussi, cette approche permet une exploitation directe du modèle fréquentiel ajusté, en probabilité annuelle d'occurrence (Meylan et al.1999).

La fiabilité de cette approche est dépendante de la longueur de la SMA. En effet, il serait illusoire de vouloir mener une analyse des événements extrêmes basée sur une (SMA) de courte durée et obtenir des résultats d'une grande fiabilité. Il a été avéré d'une façon un peu empirique, que pour estimer avec une incertitude acceptable un événement de période de retour  $T$ , il faudrait disposer d'observations sur une durée de 5 à 7 fois la valeur de  $T$  exprimée en années (3 fois étant un minimum en dessous duquel il ne faudrait pas descendre). Cette condition impose des durées d'observation très longues, ainsi pour estimer une pluie décennale, il faudrait avoir 30 années d'observation au minimum et 70 années seraient l'idéal (Onibon et al 2009).

L'avantage de cette méthode est sa simplicité de mise en œuvre, en revanche elle présente l'inconvénient de ne retenir qu'une seule valeur par année. L'information riche des années de tempête n'est pas valorisée alors que les valeurs faibles des années calmes sont sélectionnées pour l'ajustement (IMPLIT, 2007).

### 1.3.2.3 Série des durées partielles (tronquée)

Lorsque la série chronologique est trop courte, il est préférable de chercher à tirer profit au mieux de toute l'information disponible : soit faire une analyse exhaustive de l'information. La méthode consiste à ne conserver de la série complète, des événements indépendants extrêmes dépassant un seuil  $x_0$ . En France, notamment ce type d'analyse est connu sous le nom de la méthode du renouvellement, elle est aussi connue sous la dénomination Peak Over Threshold serie (POT). Pour le choix du seuil, Miquel (1984) propose une technique itérative consistant à répéter l'ensemble du calcul pour différents seuils, afin de s'assurer d'une certaine stabilité du résultat. Lang et al. (1999) ont étudié le problème de la sélection du seuil et ont recommandé l'utilisation d'un jeu de tests comparatifs. Premièrement, un intervalle pour des seuils acceptables doit être trouvé en testant : (i) la stabilité des paramètres de la distribution, (ii) la vérification des occurrences suivant un processus Poissonnier. Deuxièmement, à l'intérieur de l'intervalle ainsi identifié, le seuil sélectionné doit être suffisamment élevé pour correspondre au moins à un nombre moyen de dépassements annuels de 2 ou 3. Rosbjerg et al, (2004), ont recommandé de vérifier les hypothèses fondamentales des SDP en utilisant différents tests statistiques : Test de l'indice de dispersion, tests de stationnarité et de saisonnalité.

Cunnane, (1973), in Ben-zvi. (2009). Rosbjerg et al. (2004), démontre la supériorité des SDP par rapport aux SMA, en considérant un nombre moyen de dépassement ( $\lambda$ ) annuel supérieur à 1,65 suivant une distribution Poissonnienne. Taesombat et al, (1978) ont abordé dans le même sens en prenant  $\lambda=1,65$ . Alors que l'expérience montre que pour assurer une qualité de l'estimation égale ou supérieure à celle obtenue par les séries des maxima annuels, il faut disposer d'un nombre d'événement moyen  $\geq 1,65$ , soit plus de 1,65 événements par année. Pratiquement, une série dont le nombre moyen d'événements par année  $\lambda$  est de l'ordre de 5 à 6 sera utilisée, tout en veillant au critère d'indépendance entre événements successifs. Guillot, (1994) propose de considérer des plus grandes valeurs pour l'ajustement de la queue supérieure de la distribution des pluies extrêmes.

Koutsoyiannis et al. (1998), Koutsoyiannis (2004 b) recommandent de prendre un seuil tel que le nombre de valeurs retenues par dépassement du seuil, pour chaque durée d'agrégation, soit égal au nombre d'années d'enregistrement soit  $\lambda=1$ . Chow, 1964) a sélectionné la même approche. Willems (2000) a retenu comme seuil d'extraction, pour chaque durée d'agrégation, la valeur correspondant à une période de retour de 1 mois. Il a aussi adopté un critère d'indépendance, recommandée par Dalrymple (1960), in Lang et al. (1999) qui a utilisé une période de retour de 1,15 années. Waylen et al, 1983, in Lang et al. (1999) et Irvine et al, (1986), in Lang et al. (1999) ont suggéré une période de retour autour de 1,2 à 2 années.

De même, un seuil trop bas engendrerait une auto-corrélation des valeurs de la (SDP). Encore que, un choix sensé du seuil couplé à un critère de retenue de deux valeurs successives permet de garantir aux (SDP) des estimations de qualité, avec un degré d'imprécision acceptable. Tandis que la seule façon de garantir des estimations de grande qualité basées sur des SMA serait d'avoir des SMA de grande taille (i.e. de très longues périodes d'observations).

Cette méthode conduit habituellement à de meilleurs ajustements que la méthode par maxima annuels car elle prend en compte l'ensemble de l'information disponible. (IMPLIT, 2007). Deux principales raisons expliquent la moins grande popularité de l'approche des (SDP):

- 1- la difficulté de sélectionner un seuil
- 2- la nécessité de s'assurer que les données extraites sont statistiquement indépendantes et suit une distribution de Poisson et identiquement distribuées.

Lang et al, (1999) ont essayé de produire un guide opérationnel pour la modélisation au-delà d'un seuil, incluant un grand nombre de développements concernant l'approche SDP. Ils ont fourni une large gamme de tests permettant de sélectionner un seuil et de vérifier les hypothèses sur lesquelles sont basées les SDP. Néanmoins, il n'existe pas de règle commune pour la préparation de SDP et leur utilisation requiert une préparation spécifique à chaque cas d'étude (Ben-zvi, 2009).

L'avantage de cette approche par rapport à celle des (SMA) est que, en incluant un nombre plus important de données, elle permet, en principe, d'intégrer certains événements extrêmes qui n'auraient pas été considérés autrement dans le cadre d'une approche de type (SMA) (Kingumbia et al, 2010). En plus, l'approche de type SDP présente l'avantage d'être plus satisfaisante que la SMA, au niveau de la théorie statistique (Meylan et al, 1999).

#### **1.3.2.4 Série des k plus grandes valeurs annuelles**

Lorsque la série de maxima annuels est trop courte la méthode consiste à retenir, pour chaque année, les k plus grandes valeurs de la série complète. Il s'agit alors de série des k plus grandes valeurs annuels ou plus familièrement de série gonflée.

La légitimité sur le plan de la statistique de l'utilisation de ce type de série est toutefois discutée, (Michel, 1985). Il semble donc préférable, dans la mesure du possible, de s'en tenir aux séries tronquées (Meylan et al, 1999).



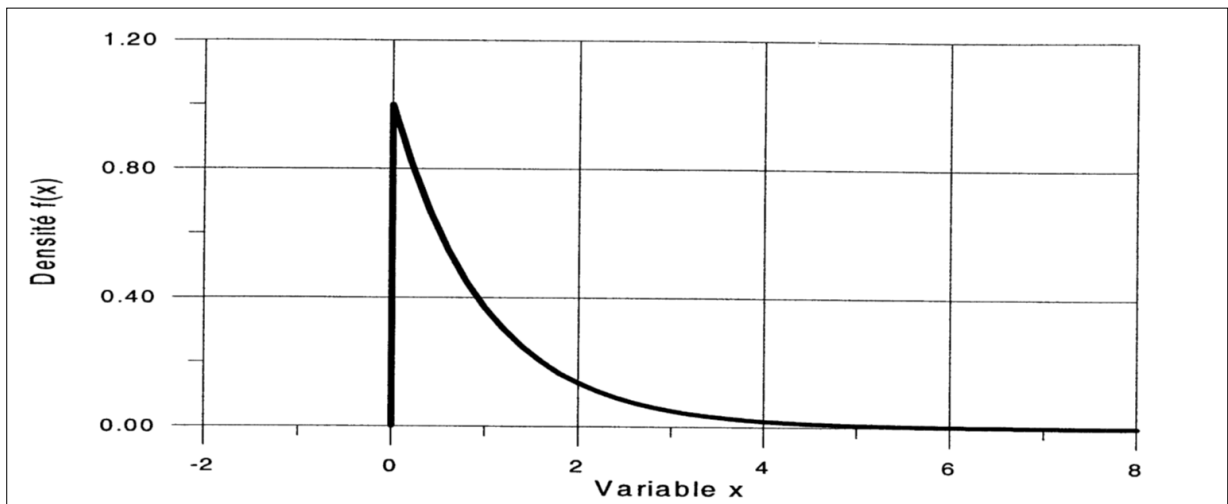
## 1.4 Lois hydrologiques

Les lois les plus souvent utilisées en hydrologie pour étudier les évènements pluvieux sont :

### 1.4.1 La loi exponentielle

Sa densité de probabilité est formulée en 1.1

$$\text{Densité de probabilité : } f(x) = \frac{1}{b} e^{-\frac{x-a}{b}} \quad (1.1)$$



**Figure 1.2** : Fonction de densité de la loi exponentielle de paramètre  $a=0$ ,  $b=1$ .  
(Bertrand Krajewski, 2007).

Tel que ;

$a$  : paramètre de position, borne inférieure.

$b$  : paramètre d'échelle

$$\text{Inverse de } f(x) : \frac{x-a}{b} = -\text{Ln}[1 - F(x)]; \quad F(x) = 1 - e^{-v} \quad (1.2)$$

$$\text{Variable réduite : } v = \frac{x-a}{b} \quad (1.3)$$

$$\text{Quantile : } x_q = a + b \cdot v_q \quad (1.4)$$

La relation de cette loi avec la loi de Gumbel : La loi exponentielle s'utilise souvent pour modéliser les séries tronquées. La loi annuelle correspondante est alors une loi de Gumbel, et le seuil est connu a priori (borne inférieure), dans ce cas il suffira donc de procéder à l'estimation de paramètre  $b$ .



### 1.4.2 Loi des extrêmes généralisée (GEV)

La loi des extrêmes généralisée est une loi à trois paramètres qui peut, très grossièrement, être interprétée comme une généralisation de la loi de Gumbel. Elle est présentée dans la littérature sous plusieurs formes qui portent les noms de la loi de Fisher-Tippett, Frechet, Jenkinson (Tableau 1.1). Sa fonction de répartition est donnée par la formule (1.5) :

$$F(x) = \exp \left[ - \left( 1 - c \frac{x-a}{b} \right)^{\frac{1}{c}} \right] \quad (1.5)$$

$a$  : paramètre de position.

$b$  : paramètre de dispersion.

$c$  : paramètre de forme. Ce paramètre définit trois types de distributions

**Tableau 1.1** : Types de distributions de la loi (GEV)

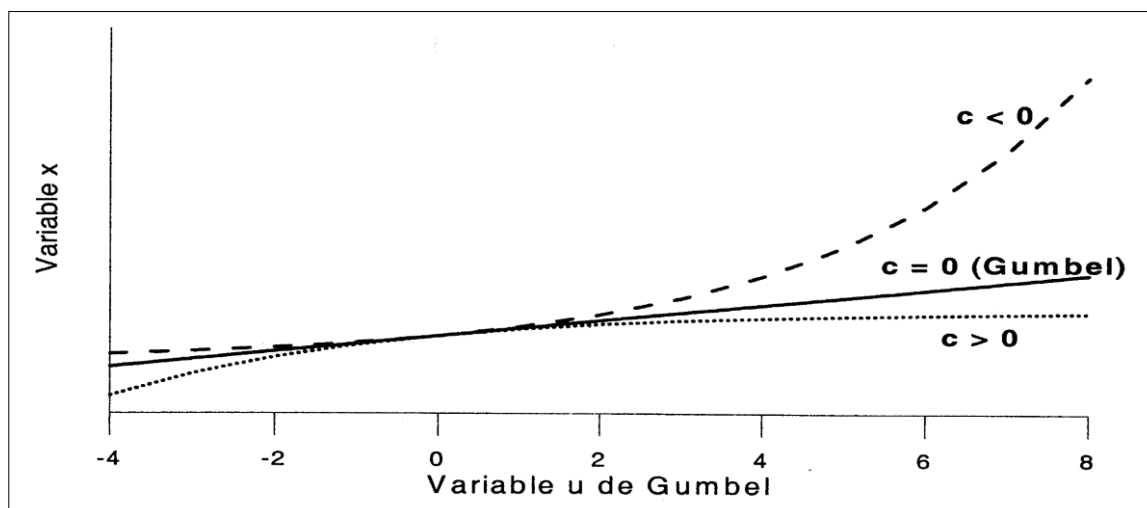
C	Type	Borne inférieure	Borne supérieure
> 0	III	$-\infty$	$a + (b/c)$
0	I	$-\infty$	$+\infty$
< 0	II	$a + (b/c)$	$+\infty$

Lorsque  $c$  vaut 0, on obtient une loi de Gumbel.

Pour  $c < 0$ , la loi est aussi connue sous le nom de loi de Frechet à trois paramètres.

Pour  $c > 0$ , la loi est aussi connue sous le nom de loi de Weibull.

Les trois familles de la loi (GEV) sont représentées dans la figure 1.3



**Figure 1.3** : Forme des trois familles de lois de Jenkinson tracé dans un graphique de Gumbel (Bertrand Krajewski, 2007)

Variable réduite :  $y = -\frac{1}{c} \ln \left( 1 - c \frac{x-a}{b} \right)$  (1.6)

Implique que :  $F(x) = e^{-e^{-y}}$  (1.7)

$$\text{Quantile : } x = a + \frac{b}{c} \{1 - [-\text{Ln } F(x)]^c\} \quad (1.8)$$

### 1.4.3 Loi de Pareto généralisée (GP)

La distribution de Pareto généralisée (GP) est une distribution simple qui permet la modélisation des séries tronquées. Elle est intéressante car si une série tronquée est modélisée par cette loi, alors, la loi correspondante est une loi des extrêmes généralisés, (Madsen et al, 1993). La loi (GP) est un choix plus naturel, sa

$$\text{Fonction de répartition est : } F(x) = 1 - \left[1 - c \frac{x-a}{b}\right]^{\frac{1}{c}} \quad (1.9)$$

$a$  : paramètre de position.

$b$  : paramètre de dispersion.

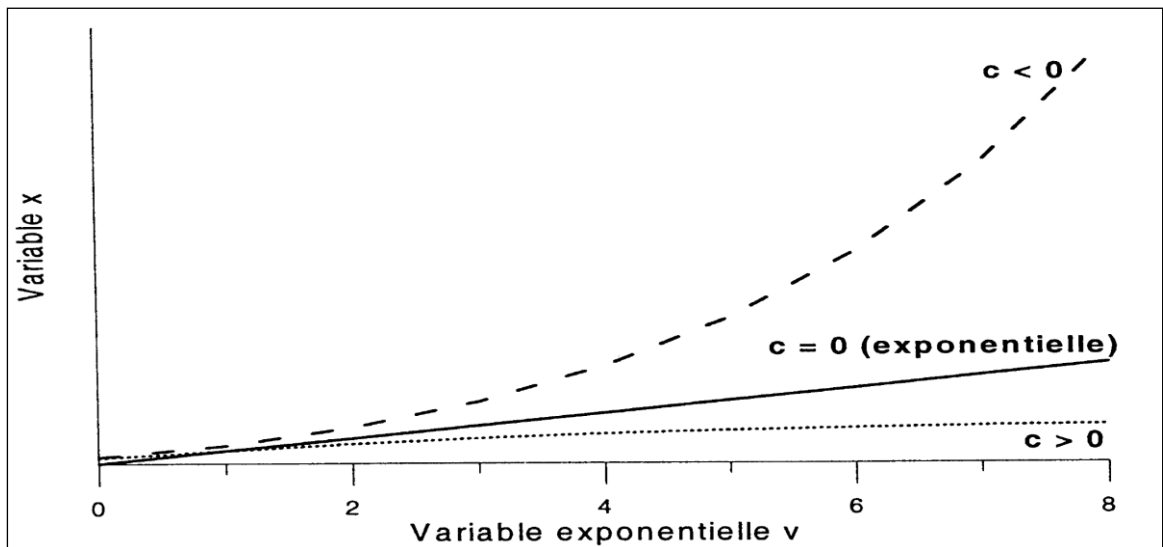
$c$  : paramètre de forme. Ce paramètre définit trois types de distributions

**Tableau 1.2 :** Types de distributions de la loi (GP)

$c$	Borne inférieure	Borne supérieure
$> 0$	$a$	$a + (b/c)$
$0$	$a$	$+\infty$
$< 0$	$a$	$+\infty$

$$\text{Quantile : } x = a + \frac{b}{c} \{1 - [-\text{Ln } F(x)]^c\} \quad (1.10)$$

La figure 1.4 représente les familles de la loi de Pareto généralisée



**Figure 1.4 :** Familles de la loi Pareto généralisée tracées dans un graphique exponentiel (Bertrand Krajewski, 2007)

## 1.5 Estimation des paramètres des séries

En plus du choix de la distribution, la méthode d'estimation des paramètres utilisés avec la distribution retenue a une influence sur les résultats. La méthode des moments pondérés par les probabilités (MMPP), introduite par Greenwood et al. (1979) est d'application pratique dans nombre de cas, Hosking et al. (1985) ont constaté qu'elle présente des propriétés statistiques comparables à la méthode maximum de vraisemblance (MV) pour les tailles d'échantillons normalement utilisés en hydrologie. Une méthodologie plus récente basée sur la statistique des L-moments constitue une amélioration considérable par rapport aux méthodes plus classiques du maximum de vraisemblance ou des moments. L'application de cette méthode régionalisée commence à être signalée en analyse des données sur les valeurs extrêmes (OMM, 2004).

### 1.5.1 Méthode des moments

Soit un ensemble d'observations  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ , les moments d'une distribution sont :

$$\text{Moment d'ordre 1 (la moyenne)} : \bar{X} = \sum_{i=1}^n \frac{X_i}{n} \quad (1.11)$$

$$\text{Moment d'ordre 2 (la Variance)} : \sigma^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2}{(n-1)} \quad (1.12)$$

$$\text{Moment d'ordre 3 (Coefficient d'asymétrie)} : G = \frac{n \sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^3}{(n-1) \cdot (n-2) \cdot S^3} \quad n < 30 \quad (1.13)$$

$$\text{Le coefficient de variation} : C_v = \frac{\sigma}{\bar{X}} \quad (1.14)$$

### 1.5.2 Méthode des L-moments

Pour un ensemble d'observations  $(x_1, x_2, \dots, x_n)$ , les trois premiers L-moments d'une distribution donnée sont:

$$\lambda_1 = b_0 \quad (1.15)$$

$$\lambda_2 = 2b_1 - b_0 \quad (1.16)$$

$$\lambda_3 = 6b_2 - 6b_1 + b_0 \quad (1.17)$$

Tels que, ces L-moments étant une combinaison linéaire des moments de probabilités pondérées, ces estimateurs sont donnés par les équations (1.18, 1.19, 1.20) (Stedinger et al, 1993).

$$b_0 = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_j \quad (1.18)$$

$$b_2 = \sum_{j=1}^{n-2} \left[ \frac{(n-j)(n-j-1)}{n(n-1)(n-2)} \right] x_j \quad (1.19)$$

$$b_2 = \sum_{j=1}^{n-2} \left[ \frac{(n-j)(n-j-1)}{n(n-1)(n-2)} \right] x_j \quad (1.20)$$

Où : n est la taille de l'échantillon, les rapports des L-moments définissent les coefficients suivants :

$$\text{(L- coefficient de variation) : } \tau_1 = \frac{\lambda_2}{\lambda_1} \quad (1.21)$$

$$\text{(L- coefficient d'asymétrie) : } \tau_2 = \frac{\lambda_3}{\lambda_2} \quad (1.22)$$

## 1.6 Tests d'adéquation

Après le choix de la loi de probabilité, ses paramètres statistiques sont calculés, mais quelle est la probabilité pour que la loi retenue représente effectivement la population. En testant cette hypothèse, deux risques apparaissent:

1- un risque de première espèce qui consiste à rejeter à tort l'hypothèse alors qu'elle est vraie. La probabilité de ce risque est appelée niveau de signification à  $\alpha$  %. Elle est définie par la valeur numérique du test,  $\alpha$  étant toujours exprimé en probabilité au dépassement de cette valeur numérique.

2- un risque de deuxième espèce qui est d'accepter à tort l'hypothèse alors qu'elle est fausse. La probabilité de ce risque étant  $\beta$ , appelle puissance du test, sa valeur est  $(1 - \beta)$ .

### 1.6.1 Test du $\chi^2$ de Pearson

Parmi tous les tests existants, le test du  $\chi^2$  de K. Pearson est le plus pratique et le plus utilisé bien qu'il ne soit pas très puissant (Laborde, 2000)

La procédure consiste a :

- découper l'échantillon de n éléments, en K classes ( $K > 4$ ) de façon à ce que chaque classe contienne théoriquement plus de 5 valeurs ;
- soit «  $n_i$  » le nombre de valeurs contenu dans la i ème classe et  $n_i$  ( $> 5$ ) le nombre théorique qui devrait s'y trouver ; le  $\chi^2$  est donné en (1.23)

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^K \frac{(n_i - n_i)^2}{n_i} \quad (1.23)$$

Cette variable  $\chi^2$  suit une loi de probabilité dite loi du  $\chi^2$ , à  $\delta$  degrés de liberté avec :

$$\delta = K - p - 1$$

K = nombre de classes ;

p = nombre de paramètres estimés d'après l'échantillon. Si cette probabilité est supérieure à 0.05, l'ajustement est satisfaisant. Dans le cas contraire, il y a rejet de la loi.

### 1.6.2 Test d'Anderson $W_n^2$

Ce test, est plus efficace que le test du  $\chi^2$ . Analogue dans son esprit, il favorise les valeurs extrêmes et considère individuellement chaque élément de l'échantillon (Laborde, 2000).

Soit un échantillon de taille  $n$  où  $x_i$  est la  $i$  ème valeur dans l'échantillon classé par ordre croissant ; pour chaque  $x_i$ , sa fréquence théorique au non-dépassement  $F(x_i)$  à partir de l'ajustement à tester est estimée. La statistique  $W_n^2$  est calculée:

$$W_n^2 = -n - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n ((2i - 1) \ln[F(x_i)] + (2n - 2i + 1) \ln[1 - F(x_i)]) \quad (1.24)$$

La variable  $u$  définie à partir de  $W_n^2$  permet de caractériser la qualité de l'ajustement :

$$u = \frac{\ln[W_n^2 - (0,18 / n^{0,25})] + 0,8 + (1 / \sqrt{n})}{0,65}; (n \geq 10) \quad (1.25)$$

L'ajustement est d'autant satisfaisant que  $u$  est faible, les seuils de rejets sont résumés dans le tableau 3.1 :

**Tableau 1.3** : Valeurs de la variable « u seuil »

Seuil%	20	10	5	1
u seuil	0,84	1,28	1,64	2,32

Il existe d'autres tests susceptibles d'être utilisés en particulier le test des suites et le test de Kolmogorov.

### 1.7 Tests d'indépendance

L'indépendance d'une série de durées partielles ou une série de maxima annuels, décrit que les valeurs de la série des précipitations pour chaque durée d'agrégation (groupes) ne doivent pas être autocorrélées. C'est-à-dire que dans un ordre chronologique, la valeur  $X_{i+1}$  ne doit pas dépendre de  $X_i$ . Dans l'analyse fréquentielle des événements pluvieux extrêmes, et pour n'importe quelle approche adoptée (SMA) ou (SDP), l'indépendance de la série doit être assurée. Pour une (SMA) et dans la plupart des cas, l'indépendance est assurée, car dans la structure même de la série (série conçue d'une seule valeur par année), il ne peut à priori exister de dépendance entre deux valeurs successives. Malgré cela, il existe des restrictions, Mohymont et al. (2004) ont examiné l'indépendance de la SMA (pour différentes durées) dans les régions tropicales de l'Afrique centrale. Mais pour une (SDP), Il devient alors nécessaire de vérifier l'indépendance. Beaucoup de tests existent dans ce lien. Dans la plupart, les valeurs de l'échantillon sont supposées indépendantes. C'est une condition nécessaire, il est donc souvent utile de vérifier cette hypothèse.

Si, une aléatoire auto-corrélation (une certaine dépendance) est décelée, cela ne signifie pas que tout calcul ultérieur soit compromis. Dans cet imprévu, il s'agira de critiquer les données, ainsi que la procédure de séparation des évènements (Meylan et al. 1999). Il existe des méthodes qui permettent de tenir compte dans une certaine mesure d'une auto-corrélation des données. Certains auteurs ont préconisé de considérer un nombre minimal d'heures sans pluie entre deux évènements pour que ces derniers soient indépendants. Willems (2000) a utilisé une période minimale de 12 heures à Uccle (Belgique). Ben-zvi (2009) a considéré que deux évènements successifs sont indépendants s'ils sont séparés par au moins 24 heures sans pluie au centre et au Nord d'Israël.

### 1.7.1 Test des différences premières

Soit un échantillon de  $n$  valeurs  $x_i$  successives d'une variable aléatoire  $X$ , désirons tester l'indépendance des réalisations  $x_i$ , cette indépendance constitue l'hypothèse nulle  $H_0$ .

Le principe de ce test consiste à calculer les différences successives  $x_i - x_{i-1}$ , puis à compter le nombre de différences positives et négatives. Si  $H_0$  est vraie alors il doit y avoir autant de différences positives que de différences négatives.

La variable aléatoire  $Y$  est construite par :

$$\begin{aligned} y_i &= 1 \text{ si } x_{i+1} - x_i > 0 \\ y_i &= 0 \text{ si } x_{i+1} - x_i < 0 \end{aligned}$$

A priori, supposons qu'il n'y a pas de différences nulles.  $S = \sum Y_i$ , le nombre de différences premières positives.

Sous l'hypothèse  $H_0$ ,  $P(Y_i = 0) = P(Y_i = 1) = 0.5$ , l'espérance mathématique de la variable aléatoire  $S$  est donc  $E(S) = \frac{n-1}{2}$  et l'on peut montrer que sa variance vaut  $V(S) = \frac{n+1}{12}$

Pour  $n$  suffisamment grand (en pratique,  $n$  est fixe  $n > 12$ ) la quantité  $\frac{S - E(S)}{\sqrt{V(S)}}$  suit

approximativement une loi normale centrée réduite. Pour une erreur de première espèce  $\alpha$ ,

l'hypothèse  $H_0$  est acceptée si la quantité  $\frac{\left| S - \frac{n-1}{2} \right|}{\sqrt{n+1}} \sqrt{12}$  est inférieure à la valeur  $K_{1-\alpha/2}$  lue dans une table de la loi normale.

### 1.7.2 Test de Spearman

Soit  $x_i$  une réalisation de la variable aléatoire  $X$ , nous désirons savoir si les  $x_i$  peuvent être considérés comme des réalisations indépendantes les unes des autres. Pour cela, Spearman propose le raisonnement suivant :

Si les réalisations sont indépendantes, l'échantillon ne présente pas de structure, c'est-à-dire d'ordre privilégié. L'existence d'une dépendance est testée en comparant l'ordre de l'échantillon recueilli avec celui issu d'une procédure de tri.

Cette comparaison se fait grâce au coefficient de corrélation. Sous l'hypothèse  $H_0$  d'indépendance, le coefficient de corrélation doit être nul. Ce test est souvent utilisé comme test de tendance de séries chronologiques.

Soit  $R(x_i)$  le rang occupé par la réalisation  $x_i$  dans la série ordonnée des  $x_i$  (le rang initial étant bien sur  $i$ ), notons  $\rho_s$  le coefficient de corrélation de Spearman, donne par

$$\rho_s = \frac{Cov(R(X_i), i)}{\sqrt{V(R(X_i))V(i)}} = \frac{\sum i \left[ R(X_i) - \frac{n+1}{2} \right] \left[ i - \frac{n+1}{2} \right]}{\frac{n(n^2-1)}{12}} = 1 - \frac{6T}{n(n^2-1)} \quad (1.26)$$

Où 
$$T = \sum i [R(X_i) - 1]^2$$

Soit  $r_s$  la valeur prise par  $\rho_s$  pour l'échantillon considéré. La distribution de  $\rho_s$  sous l'hypothèse  $H_0$  est tabulée. Cependant, pour un échantillon de grande taille ( $n > 30$ ), la quantité  $\sqrt{n-1}\rho_s$  est approximativement distribuée selon une loi normale centrée réduite.

Si la quantité  $|r_s|$  est inférieure au quantile  $\alpha$  du coefficient de corrélation de Spearman, alors l'hypothèse  $H_0$  est acceptée, sinon il y a rejet.

Si  $n > 30$ , on peut se servir des valeurs d'une table de la loi normale centrée réduite.

### 1.8 Courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF)

Il est bien connu que l'**intensité** (le **I** d'IDF) de la pluie est très variable. Aux profanes, cette variabilité peut sembler totalement aléatoire. Pour celui qui s'y intéresse d'un peu plus près, même s'il n'est pas météorologue, il apparaît toutefois qu'il y a certaines règles observables qui régissent le phénomène : le chaos n'est pas total.

De l'observation, déduit que, plus la **durée** analysée (le **D** d'IDF) augmente, plus l'intensité diminue. Les averses les plus brèves sont souvent les plus violentes, au contraire les longues pluies, d'automne par exemple, sont généralement assez tranquilles (de faible intensité). Cette tendance à l'augmentation de l'intensité lorsque la durée diminue, où inversement à la diminution de l'intensité lorsque la durée augmente, n'est toutefois qu'une moyenne.

Finalement, pour mieux caractériser le phénomène il est associé à chaque événement une probabilité d'apparition. Pratiquement, les ingénieurs et les hydrologues parlent de temps de retour : tel événement se produit, en moyenne sur une longue période, toutes les  $x$  années. C'est la **fréquence** d'apparition (le **F** d'IDF).

Ainsi donc, par l'observation soigneuse des précipitations et l'analyse statistique des résultats, il est possible d'établir une loi de comportement qui lie l'**intensité**, la **durée** et la **fréquence** : c'est une courbe **IDF** (Meylan, 2002).

L'information sur la pluviométrie est de première importance pour la vie quotidienne. Plus spécifiquement les ingénieurs (ingénieurs civils et du génie rural en particulier) ont besoin de connaître les paramètres de la pluie probable afin de dimensionner les ouvrages qu'ils projettent ou qu'ils entretiennent. Les autorités ont-elles besoin de ces mêmes paramètres pour décider des objectifs de protection. A titre d'exemple: dimensionnement de drainages agricoles et canalisations d'évacuation des eaux pluviales, corrections de cours d'eau ou dispositifs d'infiltration des eaux pluviales (Meylan, 2002)

### 1.8.1 Méthodologie classique d'établissement des IDF

Les courbes d'Intensité-Durée-fréquence représentent une probabilité donnée (ou habituellement en terme de période de retour en années) pour la variation de l'intensité des précipitations selon la durée de l'intervalle de référence. La méthode traditionnelle pour construire des courbes IDF a trois étapes principales basée sur les données brutes : La première étape est d'obtenir la série des intensités pour chaque pas de temps. Après, c'est l'analyse statistique qui doit être faite pour calculer les quantiles pour différentes périodes de retour. Pour finir, les courbes IDF sont habituellement déterminées en adaptant une équation paramétrique indiquée pour chaque période de retour aux évaluations de quantiles, en utilisant des techniques de régression entre les évaluations de quantile et la durée.

#### 1.8.1.1 Fonction de distribution de probabilité

La première étape est d'adapter une fonction de distribution de probabilité (FDP) ou la fonction de distribution cumulative (FDC) à chaque groupe considéré (données pour une durée spécifique).

#### 1.8.1.2 Transformation du (FDC) en courbes des IDF

Dans la deuxième étape, les intensités de précipitations pour chaque durée et un ensemble de périodes de retour choisies sont calculées. Ceci est fait en employant les fonctions de distribution de probabilité dérivée dans la première étape. La figure 1.5 montre la transformation du FDC en courbes des IDF.

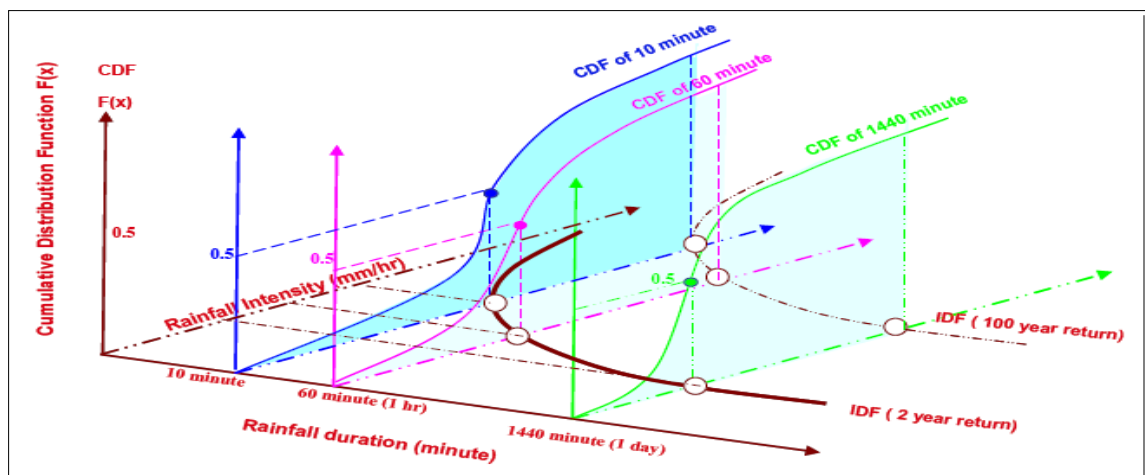


Figure 1.5 : Transformation du FDC en courbes des IDF, (Bertrand Krajewski, 2007)



### 1.8.1.3 Formules empiriques paramétriques

Dans la troisième étape, les formules empiriques sont employées pour construire les courbes IDF de précipitations. Il y a plusieurs fonctions généralement utilisées trouvées dans la littérature des applications d'hydrologie (Bouffe et al.1988 ; Takara 2005, in Bertrand-Krajewski, J, L. 2007). Quatre formes de base d'équations décrivent le rapport de durée et l'intensité de précipitations, ils sont récapitulés dans le tableau 1.4 :

**Tableau 1.4 :** Formules empiriques paramétriques

Equation	Formule
Talbot	$i = \frac{a}{b+d}$
Bernard	$i = \frac{a}{d^c}$
Kimijima	$i = \frac{a}{(d^c + b)}$
Cherman	$i = \frac{a}{(d + b)^c}$

Avec a, b et c des coefficients numériques dépendant de la fréquence F (ou de la période de retour T), du site de mesure et de la durée d des pluies, Koutsoyiannis et al. (1998) généralisent les modèles proposés pour l'établissement des courbes IDF par :

$$i = \frac{a(t)}{b(d)} \quad (1.27)$$

La relation IDF décrit une famille de courbes parallèles, lorsqu'elle est représentée dans un système d'axes doublement logarithmique. L'intensité pluvieuse diminue avec la durée d'agrégation et augmente avec la période de retour, c'est-à-dire que les intensités sont d'autant plus faibles que la durée est plus longue (Réméniéras, 1972). Cela implique que la fonction d'intensité doit être une fonction décroissante et ne peut donc présenter de bosses. Cette propriété permet de pallier sans problème le saut entre 2 et 24 h dans la modélisation des courbes IDF.

Les modèles établis présentent cet aspect. En outre, pour les durées d'agrégation courtes, les courbes IDF des précipitations doivent présenter une courbure orientée vers le bas, car l'intensité instantanée (c'est à dire pour une durée d'agrégation tendant vers zéro) est une grandeur physique et par conséquent une grandeur finie. (Tamara. B et al, 2009 in REZAS'2012).

### 1.8.2 Synthèse des travaux sur les IDF

Les travaux de Ben Zvi, A. (2009) concernent l'établissement des courbes intensité-durée-fréquence basées sur les séries des durées partielles (SPD) pour la région d'Israël et qui sont dérivés de la série de maximum d'événement (SME). Ce procédé a été répété pendant onze durées de précipitations, de 5 à 240 minutes, à quatre stations du service météorologique d'Israël. Pour la comparaison, les distributions généralisées pour des extrêmes valeurs (GEV) et la distribution généralisée de Pareto sont adaptées à la série annuelle de maximum (SMA) et (SDP), alors que les distributions de Gumbel et Lognormale ont été adaptées au (SDP) et (SMA). Après l'ajustement: la distribution généralisée de Pareto ne s'adapte pas à la série (SMA) alors que la (SMA) s'adapte bien à la distribution de GEV. Les distributions de Gumbel et lognormale s'ajustent à la majeure partie de (SMA) et un peu (SDP). Dans la plupart des cas, les ajustements de différentes distributions sont très bons, les valeurs prévues par les différentes distributions différentes peu les unes des autres. L'erreur type de l'intensité estimée pour 100 ans par la distribution généralisée de Pareto adaptée au (PDS) est plus petite que celle prévue par le GEV adapté à (SMA). Puisque les meilleures prévisions sont données par la distribution généralisée de Pareto adaptée au (SDP), elles sont retenues pour la construction des courbes Intensité-Durée-Fréquence. L'équation de régression, entre les intensités de précipitations et les durées pour des intervalles donnés est le modèle puissance :

$i = a * t^b$ , tel que:

I est l'intensité prévue de précipitations (mm/h), t est la durée de précipitations (minutes) et a et b sont des paramètres d'ajustement.

Kingumbi, A. et Mailhot, A (2010), ont fait une étude de comparaison, pour la région sud du Québec (Canada), entre différents estimateurs des courbes intensité-durée-fréquence (IDF) basés sur les séries de durées partielles (SDP) et sur celles des maxima annuels (SMA). Deux modèles sont considérés pour les SMA, le premier utilise un paramètre local (SMA-1), et le second utilise deux paramètres locaux (SMA-2). Pour les SDP, les séries sont construites en fixant d'une part, un seuil régional (SDP-1) et d'autre part, le nombre moyen régional de dépassements du seuil (SDP-2). Les quantiles et les intervalles de confiance à 90% des différents modèles ont été estimés et comparés. Le modèle SDP-1 a été finalement retenu puisque, d'après la littérature, il conviendrait à une région comme celle sous étude dont l'hétérogénéité est raisonnable. Par ailleurs, le modèle SDP-1 reproduit relativement bien les quantiles. Pour les méthodes d'estimation des quantiles des événements ; la distribution généralisée des valeurs extrêmes (GEV) est utilisée pour modéliser les SMA alors que la distribution de Pareto généralisée (GPA) est utilisée pour modéliser les SDP.

La méthode des L-moments proposée par Hosking et Wallis. (1997) a été considérée dans le cadre de cette étude. Elle a été retenue tant pour l'analyse des séries maximales annuelles que pour les séries de valeurs supérieures à un seuil. Les hypothèses d'indépendance, d'homogénéité et de stationnarité ont été respectivement vérifiées à l'aide des tests statistiques de Wald-Wolfowitz, de Wilcoxon et de Mann-Kendall pour toutes les (SMA) et les (SDP) de chaque station, avec un niveau de confiance de 5%, les résultats montrent que ces séries sont indépendantes et identiquement distribuées.

Les quantiles et leurs intervalles de confiance estimés selon chacun des modèles considérés ont été comparés, pour chaque paire de modèles, par la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne relative (REQMR). La comparaison des résultats issus de ces différents modèles montre que, de façon globale, pour les petites périodes de retour (cinq ans et moins), les quantiles obtenus par les modèles (SMA) sont systématiquement plus petits que ceux des modèles (SDP). Par contre, pour les grandes périodes de retour (dix ans et plus), les estimateurs (SMA) et (SDP) sont comparables. Le modèle (SDP-1) a été préféré pour l'estimation régionale des courbes IDF de la région sud du Québec.

D'après, Mohyont, B. et al (2006) c'est l'établissement des courbes intensité-durée-fréquence (IDF) des précipitations pour la station de la cuvette centrale du Congo. Leur série d'observations pluviographiques est longue et fiable. Les données des précipitations enregistrées par le pluviographe sont à partir de la station éco-climatologique de Yangambi, est localisée sur le Fleuve Congo, à 92 km à l'ouest de la ville de Kisangani, dans le Haut Congo. Elle dispose d'une série de valeurs maximales annuelles remarquablement longue, portant sur plus de 60 années (1928–1990). La méthodologie appliquée à ce travail est basée sur la technique des maxima annuels. Deux distributions de probabilité des valeurs extrêmes sont utilisées : la distribution générale des valeurs extrêmes (GEV) et de son cas particulier, la distribution de Gumbel.

Les estimations des paramètres de la fonction de répartition et par voie de conséquence, ont été effectuées au moyen des estimateurs des L-moments, choisis en raison de leur robustesse par rapport aux estimateurs du maximum de vraisemblance. Par ailleurs, les intervalles de confiance peuvent être obtenus au moyen de techniques de ré-échantillonnage. Les différentes périodes de retour considérées pour le calcul des courbes IDF sont les suivantes: T = 2, 5, 10, 20, 50, 75 et 100 ans, la relation générale des IDF a la forme suivante :

$$I = \frac{a(t)}{b(d)} \quad (1.27)$$

Cinq modèles ont été utilisés à savoir :

$$- \quad i \approx \frac{a(t)}{b(d)} \text{ avec : } a(t) = \lambda \left\{ \psi - \ln \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right\}, b(d) = (d + \theta)^\eta \quad (1.28)$$

$$- \quad i \approx \frac{a(t)}{b(d)} \text{ avec : } a(t) = \lambda \left\{ \psi - \ln \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right\}, b(d) = d \left( 1 + \frac{\theta}{d} \right)^\eta \quad (1.29)$$

Modèle simple de Montana :

$$- \quad i \approx \frac{a(t)}{(d)^{b(t)}} \text{ avec : } a(t) = C + D \ln(T), \text{ et } \frac{1}{1-b(T)} = E + F \ln(T) \quad (1.30)$$

Les paramètres à estimer sont C, D, E et F

Modèle de Montana amélioré n : 01

$$- \quad i \approx \frac{a(t)}{(d+c)^{b(t)}} \text{ avec : } a(t) = C + D \ln(T), \text{ et } \frac{1}{1-b(T)} = E + F \ln(T) \quad (1.31)$$

Les paramètres à estimer sont C, D, E, F et c.

Modèle de Montana amélioré n : 02

$$- \quad i \approx \frac{a(t)}{(d)^{b(t)} + c} \text{ avec : } a(t) = C + D \ln(T), \text{ et } \frac{1}{1-b(T)} = E + F \ln(T) \quad (1.32)$$

Il y a quatre paramètres à estimer pour chacun des trois premiers modèles et cinq paramètres à estimer pour chacun des deux derniers modèles. Dans chacun des cinq modèles, la durée  $d$  est toujours exprimée en minutes tandis que l'intensité  $i$  est toujours exprimée en millimètres par heure.

Ils ont constaté également que les modèles (1.30), (1.31) et (1.32) ne satisfont pas à la condition de séparation des variables  $T$  et  $d$ , ce qui implique que deux courbes de la même famille peuvent s'éloigner ou se rapprocher. Les paramètres de ces formulations doivent par conséquent vérifier implicitement des contraintes supplémentaires de manière à éviter que des courbes associées en une même famille ne se croisent.

La méthode utilisée pour estimer ces paramètres est classique, comporte trois étapes distinctes

- I. Ajustement d'une densité de probabilité aux extrêmes annuels et ce, pour chaque durée d'agrégation disponible. La densité de probabilité adoptée à la station de Yangambi est la densité de Gumbel et les estimateurs utilisés sont les estimateurs des L-moments.
- II. Estimation des quantiles (appelés quantiles empiriques) pour chaque durée et chaque période de retour, sur la base des densités estimées à la première étape.
- III. Régression non linéaire globale sur les quantiles empiriques estimés lors de la deuxième étape. Cette régression permet l'estimation des paramètres de la relation IDF au moyen de la minimisation de la somme des carrés des erreurs relatives entre les courbes et les quantiles empiriques.

A la fin de ce travail, ils ont remarqué que les modèles (1.31) et (1.32) sont probablement sur-paramétrés puisqu'ils présentent la même erreur que les modèles 1 et 2, alors que ceux-ci utilisent un paramètre de moins. De plus, les modèles 4 et 5 ne satisfont pas au critère de la séparation des variables  $d$  et  $T$ . Le Modèle 3 dit "Montana simple" a été éliminé car il ne satisfaisait pas à la contrainte asymptotique requise lorsque  $d$  tend vers zéro, ce qui explique que l'erreur commise par le Modèle 3 est beaucoup plus importante, Ceci vient du fait que ce modèle 3 correspond à une série de droites parallèles alors que la loi IDF sous-jacente aux quantiles empiriques présente manifestement une courbure.

Un autre exemple sur les IDF, il s'agit du travail de Trevor, D. et Ross, J (2008) en Australie pour mettre à jour les courbes IDF australien. Ce dernier sert à plusieurs buts :

- Evaluation des précipitations extrêmes pour la conception.
- Evaluation de la rareté des précipitations observées.
- Comparaison des méthodes d'estimation des précipitations.

Dans ce projet, quatre distributions ont été examinées pour avoir le meilleur ajustement. Ces distributions sont : la valeur extrême logistique et générale des valeurs extrêmes (GEV), la normale généralisée, Pearson de type (III) et le Pareto généralisé. Après l'ajustement, ils ont trouvés que dans la majorité des cas, la loi (GEV) a donné le meilleur résultat et a également donné un ajustement acceptable aux données, pour des durées de 1 heure à 72 heures. L'analyse australienne pour ce projet a été donc faite en utilisant la distribution de GEV, c'est le procédé convenable.

La méthode des L-moments a été prise pour calculer les paramètres de la distribution généralisée des valeurs extrêmes (GEV), l'établissement des courbes IDF se fait pour les périodes de retour 1, 2, 5, 10, 20, 50 et 100 ans à partir de deux séries ; séries des durées partielles (SDP), et séries des maxima annuels (SMA). A la fin de ce travail, ils ont conclu qu'en Australie, les résultats à partir des (SDP) sont très fiables par rapport au (SMA) parce qu'elles donnent des meilleurs estimations pour les quantiles.

En Malaisie, le département de l'irrigation et du drainage fait un travail sur les IDF, dans le but de l'évaluation de la tempête dans la péninsule. La première édition IDF, a été faite par Heiler (1973), il a utilisé des données disponibles de 80 stations pluviométriques. La deuxième édition est faite par Mahmoud, et al (1982), qui a l'avantage de données, de plus de 210 stations pluviométriques. La troisième édition est : les nouvelles évaluations des précipitations et la construction des courbes IDF de 188 stations pluviométriques. Ils ont un enregistrement automatique spécifiquement pour la durée de 0.25 à 24heures, qui sera présentée (Mohd Z, A, et al. 2008 in Trevor, D. et al 2008).

Les études précédentes de l'analyse de fréquence régionale ont identifié la distribution généralisée des valeurs extrêmes (GEV) comme la distribution la plus acceptable pour des données régionales dans la péninsule. Mais, pour les récentes études, ils ont utilisés la distribution des valeurs extrêmes type I (EV1) pour les séries des maxima annuels, et la distribution généralisée de Pareto pour les séries au dessus d'un seuil (SDP). L'évaluation des quantiles est faite pour les périodes de retours 2, 5, 10, 20, 25, 50 et 100 ans. La méthode de L-moments a été identifiée comme la méthode la plus pratique employée pour estimer les

paramètres des séries. La relation des IDF utilisée dans cette étude est :  $I = \frac{\lambda T^{\kappa}}{(d + \theta)^{\eta}}$  avec

$\theta$ ,  $\eta$ ,  $\lambda$  et  $\kappa$  paramètres à estimer. Dans ce travail, ils ont constaté que les bons résultats correspondent aux estimations à partir des séries au dessus d'un seuil.

Une autre expérience sur les valeurs extrêmes a été faite. Il s'agit d'une analyse statistique des séries annuelles de pluies maxima annuelles réalisée sur les données de quatre stations pluviométriques situées dans la partie centrale du Nord du bassin Cheliff-Zahrez. Ce travail est fait par Benkhaled, A. (2010) dans le cadre des travaux d'assainissement et de protection contre les inondations.

Ces données sont censées être indépendantes. Cette hypothèse est examinée par le calcul de la fonction d'auto-corrélation pour chaque station. Cette dernière a été calculée par le test de Spearman. Ce test statistique a été choisi parce qu'il est non paramétrique. Après le calcul, il a constaté que les valeurs de la fonction d'auto-corrélation sont petites en valeur absolue (presque zéro), ceci signifie que les séries des valeurs maximales annuelles de précipitations aux stations considérées sont vraisemblablement constituées par des valeurs indépendantes. Les fonctions de distribution des valeurs annuelles utilisées sont : la loi de des valeurs extrêmes généralisées (GEV) et la loi de Gumbel. Le choix entre la distribution Gumbel et la distribution de GEV est fait par l'emploi de tests statistiques bien connus. Pour cela, le test de Kolmogorov-Smirnov a été effectué pour chaque station et pour chaque hypothèse (Gumbel ou GEV). Il est à noter que le test statistique n'excède jamais la valeur limite 95% et ceci pour chacun des deux tests. En conséquence, pour ces stations, les hypothèses faites ne peuvent pas être rejetées (au seuil 95%) et l'hypothèse selon laquelle les données suivent une distribution de Gumbel ou une distribution de GEV est acceptée. La méthode du maximum de vraisemblance a été utilisée à titre de comparaison avec la méthode des moments pour calculer les paramètres des séries. Il a remarqué que l'ajustement de certaines stations à la loi GEV par la méthode de vraisemblance n'est pas représenté car, il a obtenu une droite parallèle à l'axe de la variable réduite. Ce résultat graphique confirme l'inadaptation de cette méthode pour les stations considérées. A la fin de ce travail, il a conclu que : les estimations des paramètres des deux lois ajustées ainsi que les quantités de pluie maximale estimées dépendent davantage des caractéristiques propres de chaque échantillon que de la loi utilisée.

Dans les régions tropicales, l'établissement des courbes IDF est souvent rendu difficile, voire impossible, par le manque de données à long terme des valeurs extrêmes. C'est pour cette raison Van de Vyver, H, et Demarée, G, R (2010) proposent de faire l'élaboration des courbes IDF des précipitations sous l'hypothèse des données insuffisantes pour une région tropicale, il s'agit de la région Lubumbashi, Congo. Les données sont trop courtes (5 ans), ce qui fait que la technique des maxima annuels (MA) est exclue et donc la technique des valeurs au-dessus d'un seuil doit être considérée, et la distribution de Pareto généralisée (GP) est prise en considération. D'autre part, pour l'estimation des paramètres de la distribution, ils ont employé l'estimateur de L-moments. Deux hypothèses sur le paramètre de forme sont imposées (fixe  $c=0,35$  et variable). Différents niveaux de seuil sont choisis et à chaque niveau, ils ont calculé l'erreur de régression. Le seuil pris correspond à la plus petite valeur de l'erreur ( $\xi=18.2\text{mm}$ ). La construction des courbes IDF est faite sur la base du modèle de Koutsoyiannis :

$$I = \frac{a(t)}{b(d)} \quad \text{telque ;} \quad b(d) = (d + \theta)^n$$

et  $a(t)$  : la fonction de distribution.



Ils ont examiné que, les incertitudes sur des quantiles avec des petites périodes de retour sont assez remarquable. Il n'y a aucune différence significative entre les évaluations fournies par les différentes techniques, particulièrement pour les temps d'agrégations supérieurs d'une heure.

Boukhelifa et al (2011), réalisant un travail s'inscrit dans la problématique de la modélisation de la transformation pluie-débit en milieu urbain, la ville de Tipaza a été retenue comme champ d'application de cette étude. La modélisation hydrologique du ruissellement pluvial urbain retenue ayant deux composantes : (i) la pluie (ii) sa transformation en débit à travers le milieu urbain, le premier induisant le second. Une approche basée sur les séries de durées partielles (SDP) est retenue pour l'établissement des courbes IDF. La relation des courbes IDF est établie via un modèle semi-paramétrique, c'est-à-dire que les paramètres dynamiques (caractérisant la région et la durée d'agrégation) sont obtenus par une formulation empirique et les paramètres caractérisant la valeur de l'intensité découlent explicitement de la fonction de probabilité sous-jacente, la ou classiquement la formulation de la relation IDF est totalement empirique (Montana, Talbot). La méthode des L-moments est retenue pour le calcul des paramètres des séries.

Khelfi et al (2012), traitaient un travail entre dans le cadre, gestion des ressources en eau face aux changements climatiques. La construction des courbes Intensité-durée-fréquence pose problème en insuffisance de données et sur zones très dispersées. Ces courbes IDF sont à la base de tout modèles pluie-débit dans les études d'inondations. Celles ci revêtent un aspect important dans le contexte algérien. Vu que toute l'Algérie est touchée par ces événements extrêmes qui sont malheureusement très mal estimés et qui ne peuvent être connus, pour mieux les gérer, qu'à travers la connaissance des paramètres qui régissent ces modèles. La modélisation des courbes IDF adoptée pour cette étude faisant appel à trois démarches : (i) la méthode classique, (ii) le modèle global de Koutsoyiannis et (iii) la méthode marginale, appliquées dans trois étages bioclimatiques. Climat sub-humide à hiver tempéré, zoné côtière (Gouraya), climat semi aride à hiver tempéré, zone de plaine (Chlef) et climat semi aride à hiver frais, zone de montagne (Ouzera). Les deux premières démarches sont appliquées sur deux approches basées sur les séries des maxima annuels (SMA), et les séries en dessus d'un seuil (SDP), en revanche la troisième est basée sur toute l'information disponible. Pour chacune des méthodes citées, les courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF) sont construites. L'exposant climatique reste le même, c'est la formulation de la relation intensité – durée qui change. Le choix de la méthode pour l'établissement des courbes IDF de chacune des zones étudiées pour les futurs aménagements sont :

- La méthode classique appliquée sur les séries (SMA) représente les deux zones (Chlef et Ouzera) et qui ont respectivement, un climat semi aride à hiver tempéré et un climat semi aride à hiver frais.
- Le model global de Koutsoyiannis appliqué sur les séries (SDP) représente la zone de (Gouraya), qui a un climat sub-humide à hiver tempéré.

## II. Cartographie

### Introduction

Une carte est une représentation géométrique généralement plane, simplifiée et conventionnelle, de toute la surface terrestre ou d'une partie, dans un rapport de similitude convenable. La cartographie réunit l'ensemble des études et des techniques qui permettent à l'homme de se représenter l'espace sur lequel il exerce une activité politique, économique ou scientifique.

### 1. Cartes et cartographie

#### 1.1 Aperçu sur l'histoire de la cartographie

L'histoire de la cartographie est le reflet des connaissances techniques nécessaires à l'établissement de cartes, de l'antiquité à nos jours. Dans l'antiquité le grec Ptolémée vers 150 après, Jésus Christ. prépare une carte générale du monde connu avec des cartes secondaires qui fournissent des noms de fleuves, de peuples, de villes ou de promontoires dont la localisation est basée sur une réflexion scientifique dont la réalisation pratique est incertaine.

Au XI<sup>e</sup> siècle, l'église représente le monde de façon cosmogonique, les cartes en T. Jérusalem est au centre, seules existent l'Europe, l'Afrique et l'Asie, entourés d'un océan. Ces représentations sont directement inspirées des connaissances de la période biblique. Ce type de cartes ne servait pas à se repérer. Elles étaient un support à la réflexion philosophique et religieuse. Les premières représentations cartographiques naissent au XII<sup>e</sup> siècle. La Table de Peutinger sert alors d'itinéraire entre plusieurs villes, de façon linéaire.

Vers la fin du XIII<sup>e</sup> siècle, un nouveau type de carte apparut, le portulan, très utile aux marins. Il représentait les ports de commerce, les amers, les îles et les abris etc., mais l'intérieur des côtes restait vierge.

En 1553, la première carte de France est dressée par Oronce Fyné. Elle témoigne de la volonté du pouvoir politique de marquer sa présence sur le territoire, de s'affirmer, de se construire des limites, des frontières, pour aménager son territoire, entre autres par la fiscalité et la consolidation des marchés économiques internes. À la même époque, apparaissent les premiers plans terriers, ancêtres du cadastre actuel (Yann, C, 2001).

À l'époque moderne, les cartes se veulent une reproduction fidèle d'un paysage, d'une portion de l'espace terrestre, tous les éléments constitutifs d'un paysage sont représentés selon des conventions, avec des symboles. Chaque élément est représenté à l'échelle de la réalité, les éléments trop petits en surface plane sont remplacés par des symboles d'une taille proportionnelle à leur importance relative (noms des villes de plus en plus grands selon leur population ou leur fonction administrative).



Au XVI<sup>e</sup> siècle apparaît à Dieppe (France) une importante école de cartographie, menée par Pierre Desceliers, celle-ci permet la réalisation de nombreuses cartes et mappemondes, basés à la fois sur les portulans des marins portugais et sur les dernières connaissances acquises par l'exploration du Canada à laquelle les marins dieppois participaient activement. Ensuite, la cartographie progressera de plus en plus, par la mise au point de nouvelles techniques et par la volonté des pouvoirs politiques de maîtriser leurs territoires, en témoigne le soutien que recevaient les missions cartographiques des toutes puissantes sociétés géographiques de la fin du XIX<sup>e</sup> siècle (Jégou.L et Buosi.J, 2007).

En France, la première carte générale du territoire fut dressée par la famille Cassini au XVIII<sup>e</sup> siècle, à l'échelle d'une ligne pour cent toises, autrement dit une échelle de 1/86 400. Cette carte constituait pour l'époque une véritable innovation et une avancée technique décisive. Elle est la première carte à s'appuyer sur une triangulation géodésique dont l'établissement prit plus de cinquante ans. Les quatre générations de Cassini se succédèrent pour achever ce travail. Cette carte, encore dénommée carte de Cassini ou carte de l'académie, est toujours consultée de nos jours par les chercheurs (géographes, historiens, etc.). Le travail des Cassini laissa même son empreinte sur le terrain, on trouve encore aujourd'hui des toponymes dits signal de Cassini, qui montrent les lieux où s'effectuèrent les mesures de l'époque. Ces points de repère correspondent aux sommets des quelque mille triangles qui formaient le géodésique de la carte de Cassini.

En 1808, Napoléon décida l'établissement d'une carte destinée à remplacer celle de Cassini, sa mise en œuvre se fera entre 1817 et 1866, essayant plusieurs échelles différentes. C'est une carte à l'usage des militaires, la carte de l'état-major, à l'échelle du 1/80 000. Cette désormais célèbre carte d'état-major fut levée et dessinée par le dépôt de la guerre, devenu ensuite le service géographique de l'armée, et remplacé plus tard par l'institut géographique national (IGN).

Dès le début de la première guerre mondiale (1914-1918), les difficultés de lecture à cette échelle amenèrent l'état-major à réaliser une carte au 1/50 000, plus commode, sur laquelle apparaît un quadrillage kilométrique très pratique sur le terrain. C'est sur la base de cette carte au 1/50 000 que sera créée la carte au 1/25 000 de l'IGN, appelée aujourd'hui carte de voyage, mais que les Français ont appelé longtemps, par habitude, carte d'état-major (Plumejeaud. C et al, 2012).

### **1.2 Idée de cartographie**

La cartographie a pour but 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 à la fois une science, un art et une technique.

C'est une science, car ses bases sont mathématiques, notamment en ce qui concerne la détermination de la forme et des dimensions de la terre puis le report de la surface courbe de la terre sur un plan (la carte) grâce au système des projections et enfin

l'établissement d'un canevas planimétrique et altimétrique. L'enjeu est la précision et la fiabilité de la carte.

C'est un art, car en tant que mode d'expression graphique, la carte doit présenter des qualités de forme (esthétique et didactique grâce à la clarté du trait, à son expressivité et sa lisibilité) afin d'exploiter au mieux les capacités visuelles du lecteur. Cela exige de la part du concepteur et du réalisateur des choix dans la représentation.

C'est enfin une technique, car elle nécessite d'amont en aval, l'emploi d'instruments dont les progrès ont bouleversé toute la filière cartographique (photographies aériennes, satellites, ordinateurs, impression, etc.).

Donc, la définition de la cartographie suppose que la représentation de la terre s'accomplit grâce à un ensemble de techniques et de méthodes (Poidevin. D, 2010).

L'efficacité de la représentation cartographique réside dans le temps nécessaire pour mémoriser correctement l'information qui veut être transmise. Le choix de l'image à transmettre doit donc se faire avant tout en fonction du public visé. Quelque soit ce public, plus l'image est simple, plus le message est facile à mémoriser. Le langage visuel est spécifique, car il est inverse du langage écrit ou parlé, l'œil perçoit d'abord un ensemble, il généralise puis cherche le détail. Enfin, il s'agit d'un système spatial où trois variables sont mises en relation, les deux dimensions orthogonales qui définissent le plan et les phénomènes représentés qui apparaissent comme des taches. Les images doivent résumer sous une forme immédiatement perceptible les données essentielles de l'information. Bertin. J in (Zanin et al, 2003) assure que « l'efficacité du message sera d'autant plus grande que le nombre d'images et leur complexité seront réduites et que la lecture pourra être faite au niveau de l'ensemble ». La question essentielle reste donc de savoir ce qu'il faut communiquer et comment ? (Zanin. C et Trémélo.T. M, 2003).

### 1.3 Carte

La carte est un dessin réduit et à plat du monde ou d'une portion du monde. Elle peut être aussi et d'autre part une représentation sur un fond de carte géographique, d'un phénomène quelconque concret ou abstrait. Cette représentation est faite sur papier ou sur un autre support tel le verre, le bois ou un écran d'ordinateur. Elle est conçue à la main ou par une machine. Les distances sur la carte sont toujours dans le même rapport que sur le terrain, selon F. Joly in (Poidevin. D, 2010). La notion de carte n'est pas à confondre avec celle de plan qui représente un espace restreint. On parle de plan de maison, de quartier voire de ville mais jamais de plan d'un pays ou d'une région.

De cette définition se dégagent cinq grands principes dont les conséquences pratiques guident ou devraient guider le travail de tout cartographe, professionnel ou non.

- la carte est un document visuel. Ceci explique que la conception et la réalisation d'une carte doivent respecter des règles simples mais rigoureuses.
- La carte matérialise le passage de la sphère terrestre à un plan. Ce passage est réalisé grâce au procédé des projections.

- Une carte n'a pas pour objectif de représenter l'espace en vraie grandeur, au contraire, le but est d'obtenir un document maniable (l'échelle
- la réduction impose une série d'opérations graphiques que l'on regroupe sous le nom générique de généralisation et qui visent à choisir les objets à représenter et à remplacer leurs formes observées sur le terrain par des figurés conventionnels.
- le cartographe utilise un langage cartographique, qui possède sa propre grammaire.

La carte est différenciée par deux grands types, d'une part les cartes de base appelées également cartes générales issues de la cartographie mathématique et d'autre part les cartes spéciales. Dès le XVII<sup>e</sup> siècle, l'homme a cartographié la terre dans un but moins restrictif que celui de représenter la topographie des pays et de décrire la terre. Les cartes sont devenues des instruments de connaissance, de décision, de prévision et de planification au service des états. Sont donc apparues des cartes spécialisées aujourd'hui communément appelées cartes thématiques (Poidevin. D, 2010).

### 1.3.1 Règles à respecter

Pour concevoir une carte sans erreurs, il peut paraître subjectif voire prétentieux d'affirmer qu'une carte puisse être de meilleure qualité qu'une autre. Quels sont en effet les critères permettant de juger en toute impartialité de la valeur d'une carte ? Ou, posé d'un point de vue pédagogique, quelles sont les erreurs à éviter pour concevoir une carte de qualité ? De l'amont à l'aval du processus de la conception et de la réalisation d'une carte, il est possible d'identifier cinq erreurs majeures :

- I. le manque de soin et de précision dans la collecte et le traitement des données,
- II. une utilisation incorrecte du langage cartographique,
- III. la réalisation d'une carte surchargée ou illisible,
- IV. la réalisation d'une carte incomplète,
- V. la réalisation d'une carte à lire.

On peut s'étonner de ne pas trouver dans cette énumération d'erreurs, le fait de réaliser une carte mal présentée ou peu soignée. Cela renvoie donc au critère de l'esthétique. Le problème est que l'esthétique est un critère subjectif puis tributaire des moyens techniques mis en œuvre et enfin relatif au type de carte en question. Dans tous les cas, en tant que concepteur d'une image, le cartographe expérimenté n'est pas à l'abri d'une faute de goût tandis qu'une carte esthétiquement très réussie n'est pas forcément dénuée d'erreurs. Il est donc difficile voire impossible de fixer des limites en matière d'élégance de présentation. Le manque de soin apporté à la réalisation d'une carte n'est pas à proprement parlé une erreur mais plutôt une maladresse dont les conséquences sont forcément nuisibles au résultat final. Même le cartographe le plus averti est susceptible de commettre des maladresses mais les erreurs sont plus graves, car elles résultent d'un non respect des règles de base d'où l'importance d'observer exactement les « quatre commandements » suivants :

❖ Etre rigoureux avec la collecte et le traitement des données ;

Toutes les cartes sont le résultat d'observations et la transcription graphique de données quantitatives ou qualitatives. Une carte topographique par exemple est l'aboutissement de travaux de géodésie, de planimétrie, de topographie, etc. Trop nombreuses pour être directement cartographiées, les données doivent faire l'objet de traitements (mathématiques, graphiques, statistiques et fréquemment d'une mise en classes). Quoiqu'il en soit, si le cartographe représente des données fausses à cause de sources douteuses, d'oublis ou de mauvais traitements statistiques par exemple, la carte sera elle-même faussée et les conséquences peuvent être graves notamment pour les cartes d'aide à la décision. Le lecteur a très peu de chances de détecter ce type d'erreurs sauf s'il a accès à d'autres sources d'informations.

❖ Le traitement graphique doit être judicieux ;

L'erreur la plus communément répandue tient à la représentation graphique des données. La quasi absence de conventions en cartographie pourrait laisser penser que tout est possible. En théorie, oui, mais la vision humaine a ses propriétés, si le cartographe n'a pas respecté les règles du langage cartographique, la carte devient fautive et illisible et de toute façon improductive.

❖ Une carte doit être lisible (nette et économique) ;

L'un des apports majeurs de la carte est de contribuer à saisir immédiatement une problématique. A la différence d'un tableau ou d'un texte, une carte est capable d'associer, de simplifier et de synthétiser les composantes d'un phénomène géographique. Ces qualités apparaissent si le message est net et concis.

❖ Une carte doit être complète ;

Toute carte devrait posséder les éléments indispensables à sa présentation et à sa compréhension. Selon le type de carte, certains de ces éléments sont optionnels mais la plupart sont obligatoires.

- Le contenu de la carte : C'est le seul élément dont on n'a jamais déploré l'absence,
- L'orientation : orienter un fond de carte est loin d'être inutile surtout lorsque l'on travaille à grande échelle ou sur des fonds de carte dont les contours sont peu connus. On oriente avec le Nord.
- L'échelle : elle devrait toujours être présente, quelle que soit la carte. Elle permet d'évaluer les dimensions du territoire cartographié. On peut la donner sous forme numérique (1/5000, 1/10000 ...) mais on préférera une échelle graphique, car elle offre une plus grande commodité d'emploi.
- Un cadre : aujourd'hui, un simple trait fin noir suffit pour matérialiser le cadre. Il se place à une distance moyenne d'un centimètre du bord de la feuille.
- Une légende : élément essentiel de la carte, elle définit les symboles employés sur la carte. Sans elle, aucune compréhension n'est possible. De la rigueur de la légende dépend en grande partie la rigueur de la carte.

- Un titre : également obligatoire, contient le moins de mots possibles, il doit être visible, écrit en capitales.
- Les coordonnées : latitude et longitude, sont utiles pour les cartes à petite échelle, souvent en dehors du cadre
- La date : elle est obligatoire. Sans date, on ne peut contrôler le degré d'ancienneté de l'information, ce qui est capital pour l'information géographique en perpétuelle évolution.
- La nomenclature : elle est l'ensemble des noms de lieux ou de faits géographiques écrits sur le fond de carte. Elle est nécessaire sur les cartes de localisation pour lesquelles la liste des noms de lieux constitue une base. Elle sera toujours sobre afin de ne pas nuire au message de la carte. Le cartographe a le choix de jouer sur la forme, la taille, la valeur et la couleur des lettres.

Au final, le problème de la carte à lire souligne combien l'expression cartographique procède de la physiologie de notre œil. Si le concepteur et réalisateur de cartes n'admet pas cette évidence, alors ses cartes, ses images seront toujours illisibles (Bouron, P. 2005).

### **1.4 Informatique et la cartographie**

L'informatique, c'est l'ensemble des disciplines, techniques et moyens reliés au traitement de l'information par les ordinateurs. Elle a connu un développement spectaculaire au cours des deux dernières décennies. Il est rare actuellement qu'une discipline scientifique ou humaine ne fasse pas appel à l'informatique. Quand on pense « ordinateur » on pense à sa capacité formidable de calcul et de mémoire lui permettant de résoudre en espace de quelques minutes des problèmes dont la résolution par des procédés traditionnels aurait pris la vie entière d'un mathématicien. L'apparition de l'informatique dans le domaine de la cartographie est déjà ancienne puisque les premières cartes par ordinateur datent du début des années 60. Néanmoins, à cette époque, la technologie encore balbutiante et surtout les obstacles financiers empêchaient l'expansion de la cartographie par ordinateur qui ne concernait qu'un noyau de spécialistes. Depuis, elle s'est perfectionnée sans cesse si bien qu'aujourd'hui, concevoir une carte sur ordinateur est en passe de devenir un acte aussi ordinaire qu'utiliser un traitement de texte. Cette évolution a bouleversé toute la filière cartographique.

La cartographie par ordinateur se différencie de la cartographie traditionnelle par le fait qu'elle permet le traitement le plus complexe d'une masse d'informations et la production de collections importantes de cartes. Pour que ce type de cartographie atteigne une efficacité maximale il est évident qu'il faut centraliser l'information disponible dans le cadre d'une banque de données. Pour le cartographe néophyte, la cartographie par ordinateur soulève un flot de questions, car celle-ci possède son jargon, ses méthodes et ses spécialistes.

Une banque de données n'est rien d'autre qu'une quantité d'informations groupées selon certaines règles qui permettent l'accès automatique à n'importe quelle donnée, la comparaison de l'une par rapport à l'autre et enfin de connaître le comportement dans le temps et l'espace d'une donnée particulière ou d'un groupe de données.

Il importe que chaque donnée soit accompagnée de ses coordonnées géographiques et chronologiques en vue de sa localisation précise dans l'espace et le temps. Un autre avantage de cette technique est de pouvoir tester à l'avance, avant la prise de décision, les modifications que l'application des recommandations d'un plan d'aménagement urbain ou régional pourrait entraîner (Maillard. A, 1972).

Le vocable cartographie assistée par ordinateur a le mérite d'être clair mais ses initiales étaient déjà utilisées par conception assistée par ordinateur, discipline qui fait référence aux traitements graphiques en général. L'expression cartographie automatique est souvent utilisée pour qualifier toute la chaîne de fabrication d'une carte. On obtient donc au final une carte automatique. Il est vrai que l'ordinateur entraîne une automatisation de toutes les étapes de la réalisation d'une carte, tracé du fond de carte, traitement des données, dessin, légende automatique, impression, etc. Mais cette expression de cartographie automatique est abusive tant le rôle du cartographe reste fondamental à tous les stades de l'élaboration de la carte, choix du sujet, des objectifs, des traitements statistiques, de l'échelle, entrée des données, retouche d'images, etc. Le jour où l'ordinateur pourra prendre en charge, sans intervention du cartographe, la création d'une carte est encore loin (Maillard. A, 1972).

### **1.5 Les logiciels de cartographie**

Les logiciels de cartographie sont complets et permettent de numériser ou digitaliser, c'est-à-dire enregistrer des fonds de carte. Ils créent, structurent et gèrent les bases de données cartographiques. Ils offrent ainsi toutes les fonctionnalités de rassemblement, de classement et de traitements mathématiques des données à cartographier. Ils traduisent les données (chiffrées ou non) en un langage cartographique constitué de figures géométriques, de trames, de symboles, de diagrammes, de couleurs..., puis ils permettent d'habiller la carte avec une légende, un titre, un cadre, une couleur de fond, etc. Enfin, les logiciels de cartographie effectuent des analyses spatiales très raffinées (intersections, sélection d'objets selon divers critères, calculs d'itinéraires, d'isochrones, analyses factorielles, etc.).

#### **1.5.1 Système d'information géographique (S.I.G.)**

Un système d'information géographique (SIG) est un système permettant de créer, d'organiser et de présenter des données numériques spatialement référencées, autrement dit géoréférencées, ainsi que de produire des plans et des cartes. D'après Joliveau.T, un S.I.G. est l'ensemble des structures, des méthodes, des outils et des données constituées pour rendre compte des phénomènes localisées dans un espace spécifique et faciliter les décisions à prendre sur cet espace.

Cette définition insiste sur le fait essentiel que les S.I.G. sont des systèmes incluant à côté des outils matériels et logiciels, d'autres composantes tout aussi fondamentales : les structures, les méthodes et les données. Beaucoup de personnes assimilent un SIG à un logiciel alors que ce n'est que l'une des composantes d'un ensemble incluant le matériel, l'immatériel, les acteurs, les objets et l'environnement, l'espace et la spatialité. Le logiciel offre les fonctions utiles à l'exploitation d'un SIG.

L'usage courant du système d'information géographique est la représentation plus ou moins réaliste de l'environnement spatial en se basant sur des primitives géométriques : points, des vecteurs (arcs), des polygones ou des maillages (raster). À ces primitives sont associées des informations attributaires telles que la nature (route, voie ferrée, forêt, etc.) ou toute autre information contextuelle (nombre d'habitants, type ou superficie d'une commune par ex.). Le domaine d'appartenance de ce type de systèmes d'information est celui des sciences de l'information géographique. Le logiciel SIG le plus connu est fourni par la société Google « Google Earth » pour le grand public et sa version professionnelle « Google Earth Pro ». C'est grâce aux logiciels de Google que les SIG sont en train de se démocratiser (Zeroili. D et al, 2012)

### 1.5.2 Aperçu historique sur le SIG

Une des premières applications de l'analyse spatiale en épidémiologie est le « rapport sur la marche et les effets du choléra dans Paris » c'était 1832 publié en 1834. Le géographe français Charles Picquet représente les 48 quartiers de la ville de Paris tramés par gradient de couleur suivant le pourcentage de décès pour 1000 habitants. Cette nouvelle carte créée d'après des données numériques montre l'intensité des ravages du choléra dans Paris. Ce type d'analyse spatiale est repris et amélioré par le docteur John Snow pendant l'épidémie de choléra dans le quartier de Soho à Londres en 1854 : ayant représenté sur un plan la localisation des malades et l'endroit où ils puisaient leur eau, il détermina que c'était l'eau d'un certain puits qui était le foyer de contamination.

Dans les années 1960, les cartes de l'Afrique de l'est sont trop nombreuses pour permettre de localiser les meilleurs endroits pour créer de nouvelles implantations forestières font naître l'idée d'utiliser l'informatique pour traiter les données géographiques. L'usage accru de ces techniques et méthodes dans la science et l'aménagement du territoire et pour le suivi, la gestion et protection de la biodiversité a été permis par l'avancée de l'informatique, et encouragé par la prise de conscience environnementale. Cette évolution des applications a permis de nouvelles approches scientifiques transdisciplinaires et collaboratives, et ce depuis les années 1970. Maguire et al. (1991) distinguent trois périodes principales dans l'évolution des SIG :

- Fin des années 1950 – milieu des années 1970 : début de l'informatique, premières cartographies automatiques et naissance de l'éditeur de logiciels SIG.



- Milieu des années 1970 - début des années 1980 : diffusion des outils de cartographie automatique/SIG dans les organismes d'état (armée, cadastre, services topographiques...).
- Depuis les années 1980 : croissance du marché des logiciels, développements des applications sur PC, mise en réseau (bases de données distribuées, depuis les années 1990, des applications sur internet) et une uniformisation de l'usage de l'information géographique (Zeroili. D et al, 2012).

### 1.6 La géostatistique

En statistiques spatiales, les données sont collectées en des lieux dont on a relevé la position géographique dans le but d'utiliser cette information spatiale dans la modélisation statistique. En particulier, on cherche à modéliser ce que l'expérience courante nous enseigne : deux données proches géographiquement tendent à être similaires en valeur. Cette modélisation nous permettra de réaliser des prédictions spatiales, en intégrant explicitement cette dépendance spatiale dans les calculs. On classe habituellement les statistiques spatiales en trois grands domaines, qui correspondent à des types de données distincts. Lorsque les données sont échantillonnées irrégulièrement mais peuvent en principe être mesurées en tout point d'un domaine continu (ex. les teneurs en matière organique dans un champ agricole), c'est le domaine habituel de la géostatistique. Lorsque, par leur nature même, les données sont liées à un réseau (des images ou des données récoltées sur des entités administratives, etc.), il est certes possible d'utiliser le formalisme de la géostatistique. Enfin, lorsque ce sont les coordonnées qui portent l'information principale (positions des arbres dans une forêt, points d'impact de la foudre dans une région, etc.), on parle de processus de points. Les frontières entre ces trois domaines ne sont pas toujours aussi nettes. Plus généralement, dans nombre de phénomènes naturels, les corrélations diminuent et la variabilité augmente avec la distance. (Guillot. G, 2004). Ce travail est engendré sur l'analyser des données, tel que les coordonnées portent l'information principale.

#### 1.6.1 Aperçu historique sur la géostatistique

La géostatistique est née dans le contexte très particulier de l'estimation des réserves des gisements miniers. Matheron. G (1965) a posé les fondations dans l'ouvrage « Les variables régionalisées et leurs estimations ». Il s'agissait d'une contribution pionnière et très originale en statistiques appliquées. Il a posé un cadre théorique et méthodologique répondant à deux difficultés majeures : i) comment définir un cadre statistique cohérent pour étudier un phénomène sans répétition, ii) comment prendre en compte les corrélations spatiales existant entre des données récoltées sur un événement unique.

Les années 1965 à 1985 ont essentiellement été des années de consolidation et de diffusion auprès des utilisateurs de ces concepts principalement (les géologues, mais également en halieutique, en sciences du sol et en sciences de l'environnement), tout en restant en marge de la communauté statistique. De ce contexte minier est resté un vocabulaire assez spécifique :



krigeage, effet de pépite, effet de support, etc. En 1989 est paru « Estimating and Choosing » un livre de réflexion épistémologique sur la place de la modélisation probabiliste en géoscience. A partir des années 1980, la géostatistique a été redécouverte par les statisticiens, notamment américains. Le livre « Statistics for Spatial Data » de Noël Cressie a marqué l'ancrage définitif de la géostatistique et a entraîné sa pleine reconnaissance par la communauté statistique. Les recherches les plus récentes dans ce domaine concernent les pratiques des tests, la modélisation spatio-temporelle, la géostatistique multivariée et fonctionnelle, la géostatistique sur les réseaux (Allard. D, 2012).

### **1.6.2 Travaux sur la cartographie et la géostatistique**

L'Algérie est l'un des pays du monde, confronte aux phénomènes de crues et d'inondations. Ces phénomènes ont provoqué des catastrophes destructrices et ont occasionné d'importants dégâts matériels et humains à l'instar des inondations de Bab-El Oued-Alger (2003) et de Ghardaïa (2008), ceci s'explique par la présence d'une forte urbanisation au plus près des cours d'eau et l'absence d'instruments d'urbanisme qui réglementent l'occupation du sol et définissent les espaces non constructibles, donc les personnes oublient la dangerosité de l'oued et s'installent dans son lit majeur. Dans ce contexte, Astite. W. S et al (2012) achevant un travail qui consiste à la réalisation d'une carte des zones inondables au moyen d'une modélisation hydrologique et hydraulique à l'échelle du bassin hydrographique de oued El Harrach (Alger) pour déterminer et délimiter les zones d'aléa et de vulnérabilités aux inondations. Puis intégrer ces zones à risque dans les plans de gestion et d'aménagement des territoires. Cette méthode peut servir de base à l'élaboration d'un plan de prévention des inondations pour la gestion et la planification de l'urbanisation.

La région d'Errachidia située dans la zone sud atlasique du Maroc, est confrontée à d'énormes difficultés alliant rareté et faible qualité de l'eau suite aux périodes de sécheresse sévère qui l'ont affectée durant ces dernières décennies, et dont les conséquences écologiques sont considérables, comme l'atteste le recul du domaine irrigué (Palmeraie) sous l'action de la désertification. Donc il s'avère nécessaire de surveiller les ressources naturelles disponibles en vue leur gestion rationnelle et durable. Dans ce contexte la télédétection est un outil performant d'acquisition d'informations nécessaires à la surveillance et à la gestion des ressources naturelles, sur une large échelle spatio-temporelle. D'où la nécessité de suivre et de comprendre la dynamique des unités d'occupation du sol, afin d'aider à la prise de décision et pour une gestion durable de ces ressources. Abba. M et al (2012) réalisant une étude dans un objectif de connaître et cartographier l'évolution de la palmeraie dans cette région. Une analyse combinant modèle numérique du terrain naturelle (MNT) et images satellitaires servira à la production des supports cartographiques utiles à l'étude de la dynamique aux fins de prises de décision. Il ressort de manière globale une tendance généralisée à une dégradation des ressources végétales sous l'effet conjugué de l'action, urbanisation et les conditions climatiques.

Le risque d'érosion est un des problèmes majeurs de l'utilisation agro-pastorale des campagnes. Souvent discret, mais insidieux, ce risque d'érosion peut prendre, en certaines circonstances ou se conjuguent des raisons climatiques, lithologiques, anthropiques, des proportions alarmantes pour l'occupation humaine et pour l'économie des états. Dans cette profession Joly. F (1999) traité le sujet de l'érosion dans le bassin Afrique du Nord et fait une analyse cartographique qui découle d'observations et de mesures directes sur le terrain. Ces observations sont complétées par des analyses en laboratoire, plus la télédétection (photographies aériennes) qui était un facteur essentiel dans cette étude.

La probabilité des précipitations extrêmes horaires, en tenant compte de leurs distributions spatiales et temporelles, ainsi que de leur saisonnalité, fait actuellement défaut dans l'analyse des risques hydrologiques extrêmes. Dans ce contexte, il s'agit du travail de Zahar. Y et al (2010) en Tunisie. Les précipitations journalières maximales annuelles de Tunisie présentent une distribution fortement dissymétrique du fait de la présence dans la majorité des séries observées de quelques valeurs très exceptionnelles. Cette dissymétrie est particulièrement marquée dans le centre et le sud du pays. Ils suggèrent d'ajuster ces échantillons à une loi statistique à deux composantes (loi expo-double), qui prend en compte la forte dissymétrie, mais qui admet également la loi des extrêmes : la loi de Gumbel. La méthode repose sur la combinaison de deux populations de distributions exponentielles et poissonniennes, en distinguant les pluies extrêmes des valeurs de pluies très exceptionnelles. Cette façon de faire ne semble pas incompatible avec la situation géographique de la Tunisie, qui se trouve en transition et sous l'influence de deux domaines climatiques bien distincts : l'influence méditerranéenne par le nord et l'influence saharienne par le sud. Sur le plan spatial, le tracé des courbes isovaleurs des cartes des gradex et des pluies journalières décennales s'appuie sur les estimations ponctuelles des postes pluviométriques et tient compte du relief, des longitudes et latitudes, ainsi que de la distance à la mer. Les paramètres explicatifs ont été soigneusement choisis de façon à ce qu'ils soient facilement mesurables pour n'importe quel point de l'espace. Ces techniques d'ajustement statistique et de synthèse cartographique ont été appliquées à 399 séries pluviométriques de plus de trente ans d'observation, réparties sur la totalité du territoire tunisien. Elles ont permis d'élaborer la carte des gradex et la carte des pluies journalières décennales de la Tunisie. De cette étude, dans le nord, il semble établi que les pluies cycloniques et durables des trois mois d'hiver soient une cause essentielle de quelques fortes pluies quotidiennes, dans le centre et le sud du pays, le caractère bref et orageux des pluies d'automne et de printemps semble l'emporter.

L'identification des régions ayant des caractéristiques hydrologiques homogènes en Algérie du Nord représente l'objectif principal de cette étude de Touazi. M et al (2004). L'Algérie dispose de ressources en eau douce limitées qui sont réparties à travers des régions présentant une grande diversité climatique et géographique. La meilleure gestion de ces eaux à l'échelle du bassin versant nécessite la connaissance des écoulements. Malheureusement, les bassins versants ne sont pas tous équipés de stations de jaugeage qui permettent de mesurer les débits. À cet effet, il est nécessaire de définir des régions hydrologiquement homogènes.

Les méthodes qui ont été développées dans cette optique peuvent être définies comme étant l'utilisation des données provenant de plusieurs sites afin d'estimer la distribution de données observées à un site où l'on dispose de peu ou d'aucune information (Hosking et Wallis, 1993). La détermination des régions homogènes constitue donc un élément important dans toute méthodologie d'estimation régionale. Il existe plusieurs méthodes de régionalisation des débits de crues qui ont été utilisées dans diverses régions du monde. Ces techniques sont basées sur des théories complètement distinctes. Dans cette étude, seuls les débits moyens mensuels ont été pris en considération, mais il serait intéressant de procéder à une classification des régimes hydrologiques qui tiendrait compte des paramètres qui influencent les débits, tels que la pluviométrie, la géologie, la surface et la pente du bassin versant. L'analyse en composantes principales (ACP) et la classification par les composantes principales dynamiques (CPD) ont été appliquées sur les débits moyens mensuels de 51 stations hydrométriques. Les résultats de l'ACP ont montré l'existence de trois groupes hydrologiquement homogènes. La mise en œuvre de la méthode CPD a aussi mis en évidence les trois mêmes groupes. Les types de régimes mis en évidence avec les deux méthodes sont de types simple, mixte et complexe. Le type de climat qui caractérise ces groupes est méditerranéen pour le premier, transition entre méditerranéen et semi-aride pour le deuxième et semi-aride pour le troisième groupe. Ces résultats permettront de faire progresser l'état des connaissances des régimes hydrologiques en Algérie du Nord, où les études dans le domaine sont très restreintes.

# **CHAPITRE 2**

## **PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE**

---

## Introduction

La partie centrale de l'Algérie du Nord a fait l'objet de cette étude. Elle est constituée de cinq bassins versants (05) à savoir : Côtiers Algérois, Cheliff, Isser, Soummam et Chott El Hodna, appartenant chacun d'eux à un étage bioclimatique.

Selon l'agence nationale des ressources hydrauliques de l'Algérie, les bassins versants sont codifiés respectivement sous les numéros (02, 01, 09, 15, 05) et chacun de ces bassins est divisé en sous bassins, trouvant (Côtiers Algérois, 20/ Cheliff, 36 / Isser, 5/ Soummam, 10/ Chott el Hodna, 24).

L'objectif principal, est la description et la représentation de ces différents bassins versants où nous décrivons leurs contextes généraux, leurs contextes climatiques et hydrologiques.

L'analyse et l'interprétation de ces caractères sont d'une importance primordiale, car c'est de l'intensité et de la variabilité des composantes du régime hydrologiques dans le temps et dans l'espace, en interaction avec les conditions physico -géographiques de l'écoulement que dépend en grande partie le comportement hydrologique des cours d'eau.

### 2.1 Zone d'étude

Les bassins hydrographiques sont limités par :

- au Nord par la mer Méditerranée.
- à l'Est par les bassins versants : Côtiers constantinois, Hauts plateaux constantinois, Kébir Rhumel.
- à l'Ouest par les bassins : Côtier Oranais, Macta.
- au Sud par les bassins : Chott el chergui, Zahrez, Chott Melrhir.

La zone d'étude est située entre les longitudes 0° 07'25 E à 6°08'32 E et les latitudes 33°53'40 N à 36°56'19 N. Elle recouvre une superficie totale de 95387,3 Km<sup>2</sup> et s'étend sur 15 wilayas, regroupant une population autour de 16 millions (16.082.654) habitants, soit 43 % de la population totale de l'Algérie (recensement, 2008). Les deux bassins Cheliff et Chott-Hodna couvrent une superficie de 69.796 km<sup>2</sup>, soit 73,17 % de la superficie totale de la zone d'étude, en raison de la grande surface du bassin versant de Cheliff comparaison aux autres. Ce dernier est l'un des plus grands réservoirs d'eau superficielle et souterraine dans le Nord de l'Algérie (ANRH, 2014).

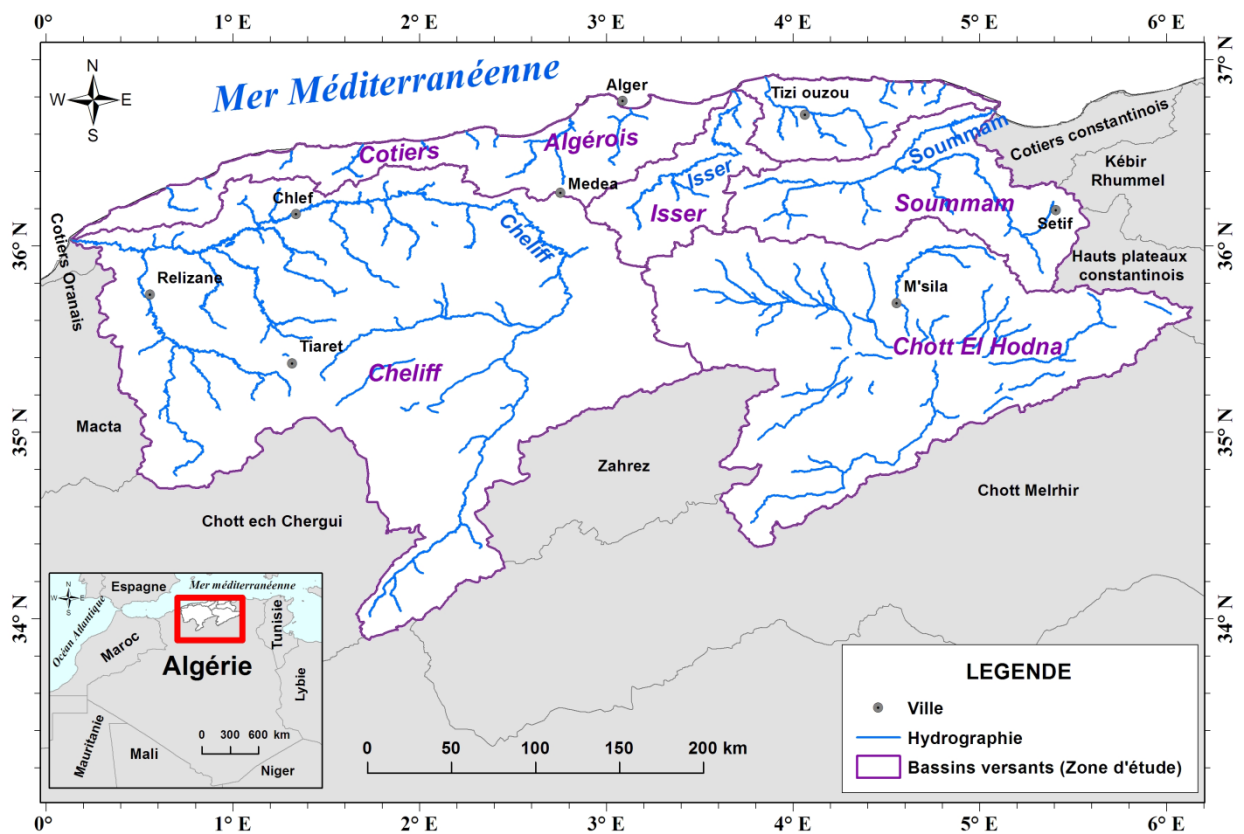


Figure 2.1 : Zone d'étude (Bassins versants)

## 2.2 Caractéristiques des bassins versants

### 2.2.1 Climatologie et pluviométrie du milieu d'étude

La climatologie et les études hydrologiques-hydrauliques sont à associer. Il convient d'envisager l'intégration des paramètres, de température, de la pluviométrie, du vent, de l'humidité, etc., dans les simulations des phénomènes complexes. L'idéal serait d'avoir à disposition l'ensemble de ces paramètres pour mener convenablement des études sur la génération et le transfert du ruissellement des eaux. Dans la pratique, il est assez rare que tous ces paramètres soient mesurés, dans ce qui suit, il est donné un aperçu sur quelques paramètres (mesurés) représentatifs de la climatologie du milieu étudié.

D'après l'ANRH et selon la classification des climats de Kopper (Deliang and Hans Weiteng, 2013), les bassins versants se trouvent dans la zone subtropicale du Nord Africain. Leur climat est très différent entre les régions (Nord-Sud et Est-Ouest). Il est de type méditerranéen sur toute la frange Nord qui englobe le littoral et l'Atlas Tellien, allant de Bejaia Est jusqu'à Mostaganem Ouest (étés chauds et secs, hivers humides et frais), climat de steppe ou semi aride sur les hauts plateaux au centre, et désertique dès que l'on franchit la chaîne de l'Atlas Saharien.

Les précipitations sont caractérisées par une variabilité spatio-temporelle très marquante. La tranche de pluie annuelle décroît à mesure que l'on avance vers le sud et tombe à moins de 100 mm au sud de l'Atlas Saharien, cette valeur étant habituellement considérée comme marquant le début du désert.

A la décroissance des pluies du Nord au Sud se superpose une décroissance de l'Est à l'Ouest. Les bordures Nord centre et Est reçoivent en moyenne des quantités annuelles de précipitations variant entre 600 et 1150 mm. Elles sont de ce fait plus arrosées que la partie Ouest. Les bordures Nord Ouest enregistrent des totaux annuels moyens de l'ordre de 250 à 500 mm.

### 2.2.2 Réseau de mesure

Différentes stations hydrométriques, pluviométriques et pluviographiques permettent un suivi régulier des conditions hydrométéorologiques de notre zone d'étude. Dans notre cas, nous intéressons aux enregistrements des pluviographes. Ces bassins disposent d'un réseau pluviographique pas assez dense, constitué par quarante neuf (49) pluviographes, 81% de ce réseau se trouve dans les deux bassins côtiers Algérois et Cheliff, trouve respectivement (19,21 pluviographes), le reste est distribué sur les bassins Isser, Soummam et Chott el Hodna.

La durée d'échantillonnage est différente pour chaque station. La plus part des pluviographes ont été mis en service à partir des années soixante dix (1970), certains tombent en arrêt pendant quelques années, remarque 13 pluviographes (06/Cheliff, 04/Côtiers Algérois, 02/Isser et 01/Soummam) avec un maximum de 04 années pour les stations de Benaria et barrage Fodda dans le bassin de Cheliff.

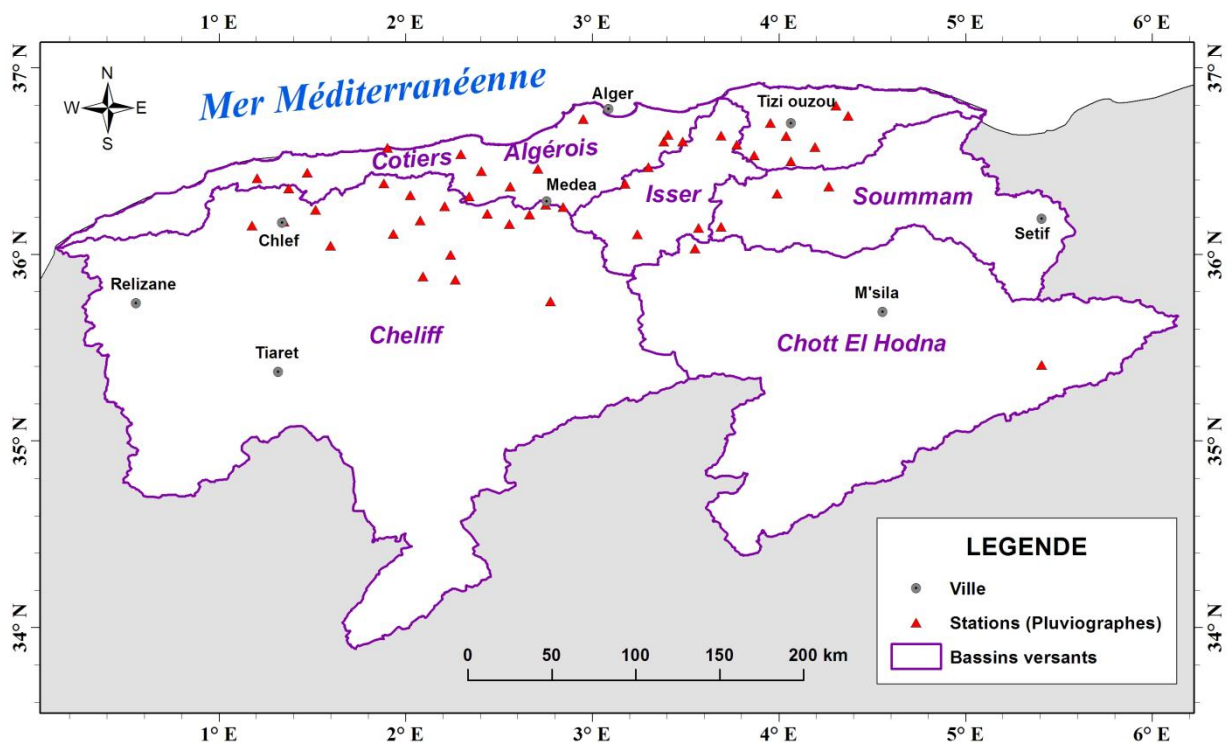


Figure 2.2 : Réseau de stations (pluviographes)



Le tableau 2.1 illustre la période d'observations, le code, le dysfonctionnement et l'altitude et de chaque station.

**Tableau 2.1 : Identification des stations pluviographiques**

Bassins versants	Code de la station	Période de mesure		Nombre d'années	Années dysfonctionnement	Altitude(m)
		Début	Fin			
<b>Bassin Cheliff</b>	12108	04/20/72	09/19/01	30	4	500
	12219	03/16/73	12/29/99	28	0	110
	11717	10/21/76	05/04/01	25	0	300
	11603	04/30/72	10/09/01	31	0	1080
	12218	09/21/72	05/09/01	29	0	100
	11514	10/04/92	12/27/99	8	0	300
	11801	09/14/72	05/04/01	29	1	280
	11405	03/22/87	04/30/01	15	0	460
	11501	04/08/72	01/28/01	30	3	490
	11718	05/04/85	09/27/01	17	0	342
	11901	12/14/70	09/28/01	32	0	350
	12203	12/25/69	05/04/01	32	0	140
	11605	02/02/73	05/04/01	29	1	1160
	11609	12/02/84	05/03/01	17	3	575
	12205	04/17/73	09/22/01	34	4	400
	11806	02/02/73	05/04/01	29	0	1078
	11509	12/09/77	05/11/01	24	0	934
	11208	31/01/78	27/04/01	24	0	643
<b>Bassin Côtiers Algérois</b>	20315	09/20/79	06/24/96	17	0	15
	21924	09/04/89	08/16/01	12	0	290
	20201	04/17/73	05/04/01	28	0	185
	20306	04/13/86	04/21/97	21	3	270
	21132	11/19/88	08/23/02	14	0	130
	20601	11/18/77	05/05/01	24	0	890
	21915	09/03/72	09/16/88	16	0	78
	21717	10/05/91	05/23/01	10	0	870
	20329	01/02/88	04/30/01	21	0	110
	20642	01/12/78	09/29/01	25	0	13
	21801	01/02/73	05/11/01	28	3	600
	20646	05/21/87	04/30/01	15	3	110
	21504	10/08/72	08/17/01	29	0	430
	21014	03/03/70	05/23/97	38	0	400
	21712	03/14/73	08/17/01	29	0	840
	20224	10/01/78	01/07/94	8	0	970
	21001	01/31/73	02/25/87	15	0	240
	21112	03/04/70	04/30/01	32	0	880
21601	10/02/91	07/13/02	11	0	730	
20502	01/01/74	11/05/94	21	0	238	
20602	29/09/87	14/07/02	15	3	130	



Suite du tableau 2.1

Bassins versants	Code de la station	Période de mesure		Nombre d'années	Années dysfonctionnement	Altitude(m)
		Début	Fin			
<b>Bassin Chott-Hodna</b>	50103	12/24/73	12/29/96	24	0	832
	051305	11/12/73	08/30/96	23	0	471
<b>Bassin d'Isser</b>	90104	02/03/74	05/29/98	25	1	810
	90314	11/03/75	02/28/95	20	0	1031
	90202	09/24/71	05/11/93	22	0	875
	90506	05/10/72	28/09/01	30	1	415
	90512	12/01/78	02/05/01	24	0	260
<b>Bassin Soummam</b>	150208	04/26/88	08/23/02	15	0	520
	150101	07/04/80	04/06/03	24	0	705
	150301	26/11/72	01/06/03	31	2	465

### 2.2.3 Morphologie et topographie

Le relief des bassins versant est dissymétrique suite à la présence de deux entités paysagères à savoir ; le Tell au Nord, c'est une étroite bande côtière de 500 km de long et de 100 à 150 km de large. Elle est délimitée au Sud par une chaîne de montagne, plus ou moins parallèle au littoral, et qui s'étend de la région de Mostaganem à l'Ouest, jusqu'à la bougie à l'Est.

Le Tell central est constitué par une chaîne de massifs prolongeant le Tell occidental, où l'on retrouve les monts du Zaccar, de l'Atlas Blidéen et les massifs du Djurdjura dont l'altitude culmine à 2300 m. Cet ensemble est constitué de plaines fertiles (comme celle de la Mitidja au sud d'Alger) où se concentrent la majorité de la population algérienne.

Le Tell oriental représente la partie la plus montagneuse de la zone d'étude. Il est disposé en chaînes parallèles et on distingue, du Nord au Sud :

Les chaînes telliennes littorales, constituées de gneiss et de granite qui prolongent celles du Djurdjura. Les chaînes telliennes externes, constituées par les monts des Babors et les massifs de petite Kabylie et qui reposent sur des socles du Jurassique.

Les chaînes telliennes internes dominées par les monts du Hodna, du Belezma, le massif des Aures (2328 m d'altitude). Cet ensemble appartient au domaine atlasique.

Après avoir franchi l'Atlas tellien, on entre dans un grand ensemble de plaines et de hauts plateaux semi-arides qui courent en diagonale depuis la frontière Ouest (Relizene jusqu'au sud-est (Setif). Le terrain est creusé par une dépression (Chott El Hodna), les chotts, qui se transforment en lacs salés après la saison des pluies. La figure 2.3 donne un aperçu sur l'orographie des bassins versants.

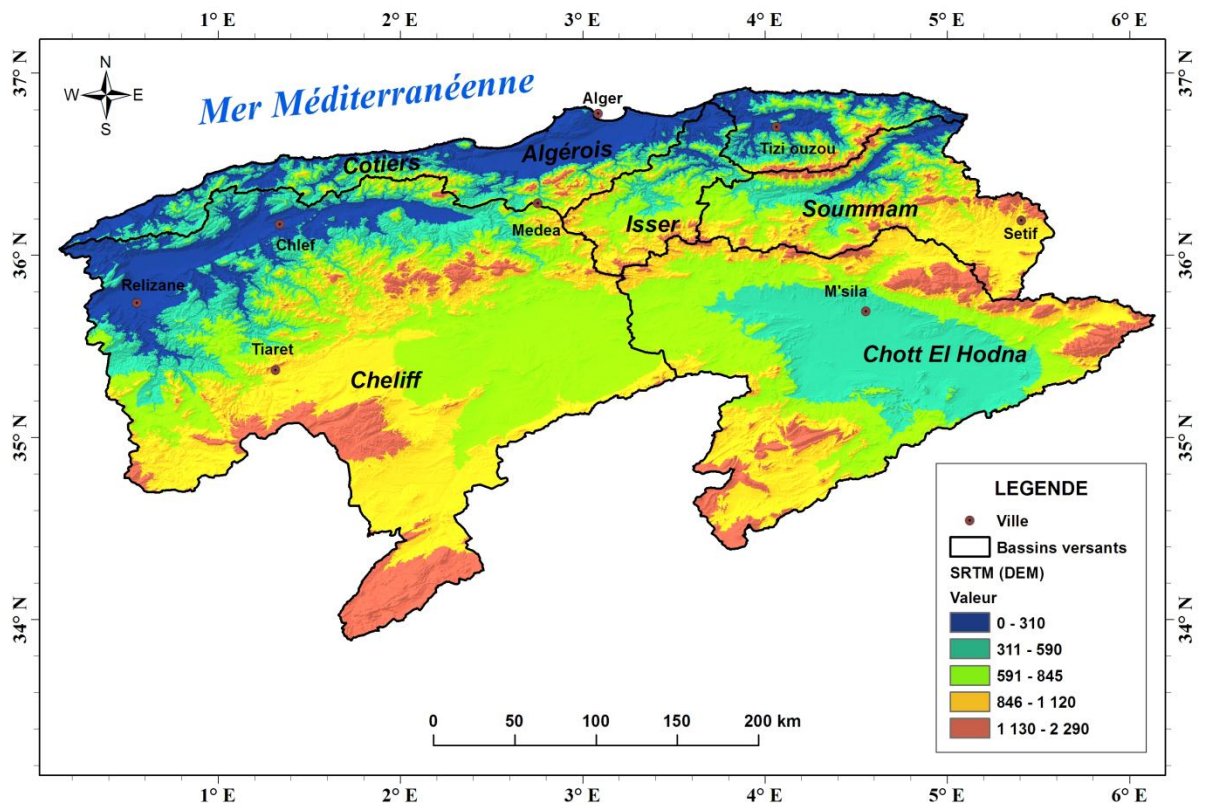


Figure 2.3 : Relief des bassins versants

### 2.2.4 Caractéristiques morphométriques des bassins versants

La détermination des caractéristiques du bassin versant consiste à calculer, ou évaluer, les paramètres explicatifs suivants :

- **Surface** du bassin versant, **A** en Km<sup>2</sup>
- **Le périmètre** du bassin versant, **P** en Km
- **Indice de Gravilius, K<sub>c</sub>** : cet indice est un paramètre de forme, son utilisation pour caractériser la forme du bassin est très répandue en hydrologie. L'idée la plus simple est de comparer le bassin étudié à un bassin de forme standard. C'est ainsi que Gravilius (1861-1939), a proposé en 1914 le coefficient de compacité (compactness coefficient) défini comme le rapport du périmètre du bassin a celui d'un cercle de même surface (Wisler et Brater, 1959 ; in Bendjoudi et Hubert, 2002).

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (2.1)$$

- **Rectangle équivalent**

C'est une transformation purement géométrique en un rectangle de dimension (L) et (l) ayant la même surface (Touaibia, 2004). (L) c'est la longueur du bassin et (l) comme sa largeur, ils sont données par les formules suivantes :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad \text{et} \quad 1 = \frac{P}{2} - L \quad (2.2)$$

- **Longueur du bassin versant**

McCuen (2004) définit la longueur (LH), d'un bassin versant comme étant la seconde caractéristique la plus importante après la surface. Il donne cette longueur comme étant la distance mesurée de l'exutoire le long du cours d'eau principale jusqu'à la limite du bassin versant. Puisque le cours d'eau n'atteint pas la limite du bassin, il est nécessaire de tracer une ligne d'écoulement (qui reçoit le plus grand volume d'eau) du point de naissance du cours d'eau jusqu'à la limite du bassin versant. Cette longueur est désignée comme la longueur hydrologique du bassin versant.

- **Courbe hypsométrique**

C'est une courbe exprimant le pourcentage de superficie du bassin versant au delà d'une certaine élévation. Ces courbes hypsométriques ne sont pas établies dans notre cas.

- **Pente du bassin versant**

La vitesse d'écoulement est un facteur important au cours des crues. Elle influe directement sur sa grandeur. La pente moyenne d'un bassin est le rapport entre la différence d'élévation maximale mesurée entre le plus haut de la limite du bassin et l'embouchure de la rivière principale avec la moitié du périmètre du bassin, elle est donnée par :

$$I_m = \frac{2H}{P} \quad (2.3)$$

Il existe aussi un indice dont l'utilisation est très répandue, c'est l'indice de pente globale  $I_g$ , défini comme étant le rapport entre l'altitude comprise entre 5% et 95% (valeur lue sur la courbe hypsométrique) de la surface du bassin et la longueur du rectangle équivalent. Ce paramètre est défini par le logiciel Arcgis (SIG).

$$I_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} \quad (2.4)$$

- **Longueur du cours d'eau principal**

La longueur du cours d'eau principal est une grandeur très utilisée dans les calculs hydrologiques, il existe deux façons de procéder pour la calculer (McCuen, 2004) :

- 1- La distance mesurée le long du cours d'eau principal du bassin, à partir de l'exutoire de ce dernier jusqu'à la fin du cours d'eau ( $L_{cp}$ ).
- 2- La distance mesurée le long du cours d'eau principal, entre deux points situés à 10% et 85% de distance de l'exutoire ( $L_{cp_{10-85}}$ ).

L'ensemble des caractéristiques physiographiques et morphométriques des bassins sont présentés dans le tableau 2.2.

**Tableau 2.2** : Caractéristiques morphométriques et physiographiques des bassins

Caractéristiques	Bassin Cheliff	Bassin Côtiers Algérois	Bassin Isser	Bassin Soummam	Bassin Chott-Hodna
A(Km <sup>2</sup> )	43972	12320	4116	9117,3	25824
P(Km)	1385,2	1229,2	416,15	635,77	1017,5
Kc	1,85	3,10	1,82	1,86	1,77
Forme	allongé	allongé	allongé	allongé	allongé
L (Km)	621,89	593,85	185,94	286,01	451,56
I (Km)	70,71	20,75	22,14	31,88	57,19
Altitude maximale (m)	1934	2304	1804	2248	2148
Altitude minimale (m)	0	0	0	0	376
Altitude moyenne (m)	768,3	423,12	659,9	926,1	784,33
Altitude médiane (m)	954.5	1145	903.5	1140	1078
Pente moyenne BV I <sub>m</sub> (%)	2,7	9,5	7,3	6,6	2
Pente globale BV I <sub>g</sub> (%)	4,37	10,07	8,14	8,21	3,79
Longueur de cours d'eau L <sub>cp</sub> (Km)	725	42	203	195	188
Pente moyenne de cours d'eau I <sub>mcp</sub> (%)	9.15	7.9	13.2	8.51	15.3

### 2.3 Description des bassins versants

Le bassin de Cheliff, se situe au centre Ouest de l'Algérie, il représente 46,1% (43972 Km<sup>2</sup>) de la superficie totale de la zone d'étude, c'est le plus grand de part sa taille. Il s'étend sur 10 wilayas. Il a une forme allongé vue (Kc=1,85), il s'étend sur 306,2 Km sur l'axe Est-Ouest et 285 Km sur l'axe Nord-Sud. Drainé par le cours d'eau principal Cheliff, le plus important fleuve d'Algérie. Il commence par couler du Sud vers le Nord. Il prend sa source dans l'Atlas tellien, plus précisément dans le Djebel Amour culminant à 1934 m, son embouchure est dans la mer Méditerranée. Peu navigable car trop capricieux.

Ces principaux influents sont (oued Fodda, oued Sly, oued Rouïna). Il a une longueur de (725 Km). Altitudes max et min sont respectivement (1934- 0 m) avec une moyenne d'altitude de 768,3 m. la pente moyenne est faible 2,7 %.

Le bassin Côtiers Algérois, se situe au Nord du de notre zone d'étude, Il comprend deux parties distinctes, le Côtier Algérois (02a) à l'ouest et le Côtier Algérois (02b) à l'est. S'étend sur 05 wilayas. Montre une superficie de (12320Km<sup>2</sup>), soit 12,92 % de totale de la surface. Sa forme est allongée, il présente un terrain un peu pentu, leur pente moyenne est la plus élevée par rapport aux autres bassins (I<sub>m</sub>= 9,5%) vue la grande différence entre l'altitude maximale et

l'altitude minimale est de l'ordre de 2300 m. l'altitude moyenne est (423,12 m). Drainé par trois cours d'eau principaux (oueds : Mazafran, El Harrach et le Sébaou). Il s'étale sur (456 Km) sur l'axe Est-Ouest et (72 Km) sur l'axe Nord-Sud.

Le bassin d'Isser, situé entre les longitudes 3° 32' E à 3°53' E et les latitudes 36°38' N à 36°52'N. Il recouvre une superficie totale de 4116 Km<sup>2</sup> soit 4,32 % de la superficie totale de la zone d'étude. S'étend sur trois (03) wilayas à savoir (Médéa, Bouira et Boumerdes). C'est le plus petit de part sa taille. Ce dernier est un important réservoir d'eaux superficielles et souterraines dans le nord de l'Algérie, il s'étend sur (96 Km) sur l'axe Est-Ouest et (104 Km) sur l'axe Nord-Sud, Assaini par l'oued du même nom, s'écoulant du sud vers le nord constitue le principal cours d'eau du bassin, son longueur est (203 Km). L'altitude maximale est (1804 m) alors que l'altitude minimale est (0 m), l'altitude moyenne est de (659,9 m). Son relief est pentu, la pente moyenne ( $I_m= 7,3 \%$ ), avec une pente globale ( $I_g= 8,14 \%$ ).

Le bassin Soummam, situé au Nord-est de l'Algérie, couvre une superficie de 9117,3 km<sup>2</sup>, il représente 15,97% de la superficie totale des bassins. Étalaé sur quatre wilayas : Bouira, Bordj Bou Arreridj, Sétif et Bejaïa, soit (112 Km) sur l'axe Nord-Sud et (177 Km) sur l'axe Est-Ouest. Ça forme est allongé ( $K_c=1,86$ ). Le bassin Soummam est drainé par un réseau hydrographique dense, composé de nombreux cours d'eau permanents et intermittents dont l'oued Soummam représente le collecteur principal qui se jette à Bejaïa, sa longueur est (195 Km). Les principaux influents d'oued Soummam sont (Sahel, Bou Sellam). Il se trouve en effet que la géographie physique de la région positionne les sources les plus méridionales de la Soummam aux limites de la zone semi-aride caractérisée par des rigueurs liées au climat continental, alors que les sources les plus proches sont situées dans les territoires humides au climat tempéré. L'altitude maximale est (2248 m) alors que l'altitude minimale est (0 m), l'altitude moyenne est de (926,1 m). La pente globale est un peu forte 8,21%.

Le bassin Chott-Hodna, c'est le deuxième plus grand bassin de part sa taille dans notre zone d'étude, situé dans le centre Est de l'Algérie, a une superficie de 25824 Km<sup>2</sup>, soit 27,1% de la surface totale des bassins retenus. Etendu sur sept wilaya (07) à savoir (Bouira, Bordj Bou Arreridj, Sétif, Médéa, M'sila, Djelfa et Batna). Le bassin Chott-Hodna est drainé par un réseau hydrographique qui contient (22) cours d'eau qui se jette dans un lac (chott) salé. Il est après le chott Melrhir le plus grand lac d'Algérie et donc l'un des plus grands en Afrique du Nord. Ce Chott el Hodna fait partie d'une série de chotts qui se sont développés là où convergent les eaux provenant de l'Atlas saharien au sud (Aurès) et de l'Atlas tellien au Nord (Djurdjura). Il se met en eau uniquement en hiver, sec et salé en été, des croûtes de sel couvrent toute son étendue. À cause d'une forte évaporation, il devient régulièrement un désert de sel. Les principaux oueds sont (Al Ham, El K'sob) ayants des longueurs respectivement (188 et 97 Km). Il présente un terrain un peu faible avec une pente moyenne ( $I_m=2\%$ ), son point culminant est à 2148 m. Il a une forme allongé ( $K_c=1,77$ ) et il s'étale sur (267,7 Km) sur l'axe Est-Ouest et (193,4 Km) sur l'axe Nord-Sud.

# **CHAPITRE 3**

## **TRAITEMENT STATISTIQUE DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES**

---

## Introduction

Les précipitations et principalement les pluies, constituent le poste d'entrée du cycle de l'eau. Elles sont une composante fondamentale en hydrologie. Leur mesure et leur étude détaillées sont primordiales pour la connaissance du régime des oueds, de l'état des réserves en eau du sol et de la recharge des nappes (Laborde, 2000 ; Cosandey et al. 2000 in Louamri, 2013). Les précipitations sont l'un des processus hydrologiques les plus variables, à la fois dans l'espace et dans le temps (aux échelles annuelle, mensuelle et journalière).

Avant d'entamer l'étape de la cartographie, il est nécessaire de procéder au préalable, à la critique des données afin de détecter les anomalies, de façon à rendre la base de données plus fiable et homogène ainsi une étude du comportement des stations entre eux qui ce fait l'objectif de ce chapitre. Il est conseillé de travailler sur des séries d'observations longues pour avoir une meilleure représentativité de l'échantillon.

### 3.1 Critères de choix des postes et des séries pluviométriques et pluviographiques

L'étude des précipitations se heurte, en Algérie, au double problème des lacunes d'observation et de leur fiabilité. Ceci a été mis en évidence dans d'autres études hydrologiques et climatologiques (Mebarki, 1982 et 2005; A.N.R.H, 1993 ; Anser, 1998, Touaibia et al, 2006, Medjerab et Henia, 2005 in Louamri, 2013). La faible densité du réseau pluviométrique dans les zones montagneuses constitue un handicap supplémentaire aux études.

L'objectif étant l'étude des paramètres climatiques des bassins du centre de l'Algérie, la période d'observation prise en considération va de 1968/69 à 2010/11 pour les postes pluviométriques qui sont couplés avec des pluviographes (les périodes d'observations différent). Les postes non pris en compte sont soit des postes très anciens qui ont été abandonnés après des études de rationalisation du réseau pluviométrique, soit des postes installés en 1971 et 1972 et dont l'exploitation a été interrompue. Certaines stations ont fonctionné avant l'indépendance.

Deux raisons essentielles sont retenues quant au choix de la période précitée:

- Disponibilité pour l'ensemble des bassins d'une information pluviométrique couvrant une période longue et récente (40 ans environ), avec nécessairement recours à l'homogénéisation des données d'observation;
- La période choisie permet d'aboutir à des résultats significatifs concernant la variabilité des précipitations.

Le choix des postes pluviographiques s'est fait en plusieurs étapes :

- Collecte des données auprès de plusieurs services : A.N.R.H. Alger, antenne régionale de l'A.N.R.H. de Blida et Constantine, secteurs A.N.R.H. de Sour El Ghezlane.
- Exploitation des annuaires pluviométriques, des archives et de la bibliographie pour l'historique des stations.



**3.2 Instruments et jeux de données**

Dans cette étude, ce sont des précipitations des bassins (Cheliff, Côtier Algérois, Isser, Soummam et Chott Hodna). Les données utilisées sont disponibles sur des périodes quasi ininterrompues de 1979/1980 à 2002/2003 pour la plupart des stations des bassins retenus.

Le premier jeu est composé des séries d’observations pluviométriques journalières provenant des pluviomètres qui mesurent le cumul journalier de la pluie, desquelles sont déduites les pluies moyennes mensuelles, moyennes annuelles ainsi que les précipitations journalières maximales annuelles. Le second jeu de données provient d’un pluviographe, enregistrant la hauteur de la pluie en fonction du temps pendant un épisode pluvieux.

Les enregistrements se font à des pas de temps variables de l’ordre d’une minute à quelques minutes en fonction de l’intensité de la pluie. Le dépouillement des pluviogrammes fournis par l’ANRH sous format numérique a permis d’établir les séries du cumul de la pluie pour différentes durées (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 et 1440 minutes) pour l’ensemble des épisodes pluvieux enregistrés de chaque station (31254 averses). Concernant les données disponibles, la figure 3.1 illustre le nombre d’averses enregistrés pour chaque station retenue.

Au vu de tableau 3.1 suivant, le maximum est enregistré à la station 021504 (Azzazga, bassin versant de Côtier Algérois) soit 1377 averses avec 4,41%, et le minimum est enregistré à la station 011514 (Djendel, bassin versant de Cheliff) avec 165 averses soit 0,53%, correspondants respectivement de 29 et 08 années d’observations.

**Tableau 3.1 : Nombre d’averses par station**

Bassins versants	Codes des stations	Nombre d'averses
Cheliff	11801	864
	11603	881
	12205	757
	11208	290
	12219	629
	12218	680
	11514	165
	11609	355
	11806	1095
	11717	713
	12108	628
	11405	317
	11718	343
	11509	810
	12203	903
	11501	690
	11605	1006
11901	493	



Suit de tableau 3.1

<b>Côtiers Algérois</b>	21601	459
	21924	409
	21717	426
	21915	597
	21504	1377
	21712	1026
	21001	519
	20224	288
	20201	651
	21801	880
	20329	547
	20601	895
	20315	486
	20602	390
	20646	390
	20306	426
	21132	320
	20502	1152
	21014	1230
	21112	635
20642	665	
<b>Chott El Hodna</b>	51305	524
	50103	476
<b>Isser</b>	90512	813
	90314	541
	90202	764
	90104	435
	90506	947
<b>Soummam</b>	150208	276
	150301	513
	150101	578

Le tableau 3.2 donne un aperçu sur la répartition des événements pluvieux pour les différentes durées d'agrégation (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 et 1440 minutes), sur l'ensemble des bassins. Pour chaque durée d'agrégation, un dénombrement d'averses est fait.

**Tableau 3.2 :** Pourcentage (%) des averses pour des différents temps de références (15,30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes).

Temps de référence (minutes)	Nombre d'averses	
	Nb	%
15	281	0.88
30	660	2.11
60	1309	4.19
120	2942	9.42
180	2762	8.84
360	7257	23.23
720	8370	26.78
1440	7673	24.56
<b>Total d'averses</b>	<b>31254</b>	<b>100</b>

Au vu du tableau 3.2, il en ressort que pour toutes les stations, tous les épisodes pluvieux dépassent la durée d'agrégation (15 min). Pour les épisodes pluvieux, ayant une durée inférieure ou égale à 12 heures, représentent 75,45%. De même pour les pluies ayant une durée qui va de 12 heures jusqu'à 24 heures, elles représentent 24,56%. Il arrive parfois que les épisodes pluvieux dépassent 24 heures (qui correspondent à 1% des épisodes pluvieux).

### 3.2.1 Test de la qualité des séries pluviométriques

Les séries pluviométriques annuelles retenues comportent des lacunes soit 34% des stations considérées, de l'année hydrologique 1968/1969 jusqu'à l'année hydrologique 2010/2011. L'absence de pluies est à noter pour les mois Juillet/Août/Septembre et octobre.

Cette anomalie ne constitue en aucun cas une contrainte car sur toute la période de fonctionnement des stations les pluies moyennes mensuelles ne sont pas importante pour les mois Juin /Juillet et Aout. Beaucoup d'études des pluies se font en absence des données Muller, (2006) dans l'étude du comportement asymptotique de la distribution des pluies extrêmes pour la ville de Marseille (France), disposait de longues séries de mesures avec moins de 10% de lacunes. De même, Roudier et al (2010) dans une étude des pluies maximales journalières annuelles au Sud du Mali, ont considéré 51 stations de mesures pluviométriques avec 10% de lacunes.

La vérification de l'homogénéité des séries pluviométriques est prise via un test non paramétrique (test de Mood ou de la médiane). Les stations les plus fiables ont été très utiles dans les phases de contrôle de la fiabilité des données et du comblement des lacunes annuelles. L'hypothèse du test de la médiane pour un seuil de signification de 95% est vérifiée si :

$$\begin{cases} N_s > \frac{1}{2}(N + 1 - \mu_{1-\frac{\alpha}{2}}\sqrt{N + 1}) \\ T_s < 3.3(\log_{10}N + 1) \end{cases} \quad (3.1)$$

Avec :  $\mu_{1-\alpha/2}=1,96$ , représente la valeur de la variable centrée réduite de Gauss correspondant à une probabilité de  $1-(\alpha/2)$ , avec  $\alpha=5\%$  (erreur de première espèce).

$N_S$  : Le nombre de valeurs inférieures et supérieures à la médiane.

$T_S$  : La taille de la plus grande suite de « + » ou de «-» dans la série chronologique.

Les résultats de ce test sont illustrés dans l'annexe D.

Il en ressort que le test de la médiane est vérifié dans toutes les stations, cela signifie que, les séries pluviométriques disponibles sont homogènes et de bonne qualité, et peut être utilisées à la validation des séries d'enregistrements pluviographiques.

### 3.2.2 Test de la qualité des séries pluviographiques

Les séries pluviographiques se présentent sous forme de pluviogrammes, donnant la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Un dépouillement des pluviogrammes est effectué, pour chaque épisode pluvieux enregistré. Ce dernier permet de déterminer, pour chaque événement pluvieux, les plus fortes hauteurs de la pluie (ou intensité) correspondant chacune à des durées bien déterminées (5, 15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 et 1440 minutes) au cours de la même averse. Ainsi, des séries de différentes durées d'agrégations sont formées, (série de durées complètes), qui n'ont pas la même taille.

La validation de ces séries pluviographiques se fait par la comparaison entre les maxima journaliers de la série horaire (pluviographique) avec les maxima journaliers annuels de la série journalière (pluviométrique) qui sert de référence.

L'obtention de série maxima journalière annuelle pluviographique se fait par la sélection du maximum annuel de chaque année à partir du groupe de durée 1440 min provenant de la série de durée complète (SDC). Si les mesures sont exactes, les maxima annuels des deux séries (pluviographique et pluviométrique) devraient être égaux. Mais, il se peut que les maxima des deux séries soient différents en raison des erreurs de mesures et des lacunes et en particulier lors des forts événements. Il arrive parfois que l'erreur entre les deux maxima annuels (pluviographique et pluviométrique) est élevée, ou quelques valeurs fortes enregistrées n'ont pas été mesurées dans la série pluviographique. Dans ce cas, il faut comparer le deuxième maximum annuel de la même année (série pluviométrique) avec le maximum de la série pluviographique. Muller, (2006) pour valider la série pluviographique de la ville de Marseille (France), a fixé le seuil de rejet à 19mm, ce qui correspond à une différence relative inférieure à 5% entre maxima annuels horaires et maxima annuels journaliers. A travers cette procédure (Muller, 2006) a pu valider 45 années de données horaires sur 65 années d'observation.

Dans notre cas d'étude, pour admettre le maximum de la série pluviographique, l'erreur relative admissible est inférieure ou égale à 5.5%.

$$Err(\%) = \frac{\max P_V - \max P_G}{\max P_V} \quad (3.2)$$

Le tableau 3.3 illustre un exemple de calcul de l'erreur. Cas de la station de Gouraya bassin Côtier Algérois.

**Tableau 3.3 : Erreur relative entre le max  $P_V$  et max  $P_G$  (Station de Gouraya)**

Année	Max pluviomètre	Date	Max pluviographe	Erreur%
1979/1980	38.3	1980 01 13	07.56	80.26
1980/1981	41.4	1980 12 16	40.48	2.22
1981/1982	42.1	1981 10 22	44.09	4.73
1982/1983	67.1	1982 11 29	66.86	0.36
1983/1984	69.0	1983 11 22	65.60	4.93
1984/1985	38.9	1984 10 10	38.29	1.57
1985/1986	49.4	1985 11 17	51.77	4.80
1986/1987	40.4	1986 11 18	11.65	71.16
1987/1988	30.3	1987 11 05	28.83	4.85
1988/1989	50.5	1988 11 21	49.17	2.63
1989/1990	08.3	1990 01 13	07.98	3.86
1990/1991	19.7	1991 01 27	19.93	1.17
1991/1992	21.4	1991 10 02	22.39	4.63
1992/1993	38.4	1992 11 06	39.80	3.65
1993/1994	35.3	1993 10 19	33.79	4.28
1994/1995	51.4	1994 09 22	53.25	3.60
1995/1996	52.8	1996 04 24	53.52	1.36

Il en ressort du tableau 3.3 que, quasiment, toutes les erreurs relatives sont inférieures ou égales à 5%, soit (88%). Les années 1979/1980 et 1986/1987 (station de Gouraya) sont retirées de la série pluviographique et ont été déclarées hétérogènes au sens des maxima annuels, et cela n'indique en aucun cas que le reste de l'information fournie par les années rejetées soit fausse ou erronée.

Les seuils de rejet retenus pour la validation des séries pluviographiques sont définis et ils correspondent aux erreurs relatives les plus fortes. Le choix d'un seuil trop élevé permettra de garder un nombre maximal d'années mais avec des données horaires de moins bonne qualité en revanche, un seuil trop petit, permettra d'avoir des données horaires de bonne qualité, mais un nombre d'années d'observations relativement court. À partir de ce test, les résultats des seuils sont résumés dans le tableau 3.4 pour les autres stations étudiées.

**Tableau 3.4 : Seuils de rejet**

<b>Bassins</b>	<b>Stations</b>	<b>Seuil de rejet (mm)</b>	<b>Erreur relative (%)</b>
<b>Cheliff</b>	012108	3.50	4.77
	012219	3.45	4.70
	011717	3.70	5.04
	011603	2.31	3.15
	012218	3.81	5.19
	011514	2.56	3.49
	011801	3.64	4.96
	011405	2.87	3.91
	011501	3.10	4.22
	011718	3.67	5.00
	011901	2.14	2.92
	012203	3.48	4.74
	011605	2.80	3.81
	011609	2.36	3.22
	012205	3.70	5.04
	011806	3.01	4.10
	011509	3.50	4.77
011208	2.97	4.05	
<b>Côtiers Algérois</b>	020315	3.40	4.93
	021924	2.94	4.01
	020201	2.80	3.81
	020306	2.61	3.56
	021132	3.10	4.22
	020601	2.87	3.91
	021915	3.10	4.22
	021717	2.82	3.84
	020329	2.60	3.54
	020642	2.80	3.81
	021801	3.44	4.69
	020646	3.55	4.84
	021504	3.60	4.90
	021014	2.33	3.17
	021712	2.49	3.39
	020224	2.49	3.39
	021001	2.73	3.72
	021112	3.97	5.41
	021601	3.70	5.04
020502	3.92	5.34	
020602	2.09	2.85	
<b>Chott El Hodna</b>	051305	2.67	3.64
	050103	3.11	4.24
<b>Isser</b>	090104	3.40	4.63
	090314	2.69	3.66
	090202	3.50	4.77
	090506	2.88	3.92
	090512	2.61	3.56
<b>Soummam</b>	150208	2.57	3.50
	150101	3.60	4.90
	150301	3.94	5.37

Au vu du tableau 3.4, les seuils de rejet prennent une moyenne entre 2 et 4 mm correspondant aux erreurs relatives les plus fortes. Le seuil maximum 3,97 mm est observé à la station (021112, Ouzera) d'après l'erreur relative de l'année 1983/1984 et le seuil minimum 2,09 mm est enregistré à la station (020602, barrage Hamiz) d'après l'erreur relative de l'année 2000/2001.

### 3.3 Variabilité spatiale de la pluviométrie annuelle

Le réseau pluviométrique regroupe 49 stations ayant fonctionné de 1968/69 à 2010/2011, soit 43 ans de données provenant de la Agence Nationale des Ressources en Hydrauliques (A.N.R.H), principal gestionnaire du réseau de mesure des précipitations en Algérie. Les stations sont réparties de façon relativement homogène sur l'ensemble de la zone d'étude. Les séries sont testées comme homogènes par le test de la médiane (Mood). Pour mieux cerner le degré de la variabilité spatiale des précipitations dans notre zone d'étude, nous avons utilisé l'Analyse en Composante Principale (A.C.P), (Richman, 1986 in Feki. M, 2009) pour individualiser les régions ayant le même mode de variabilité. L'A.C.P. est une méthode de statistique multivariée. A l'origine, c'est une méthode descriptive permettant de réduire la taille de l'ensemble de l'information apportée par les variables d'origine en un nombre réduit de nouvelles variables qui sont des indices synthétiques. Ces nouvelles variables (les composantes principales) ont les caractéristiques suivantes :

- Elles apportent un pourcentage d'explication décroissant ;
- Elles sont indépendantes entre elles (les composantes sont orthogonales).

L'A.C.P est un outil de travail performant en hydrologie lorsque les problèmes exigent un regroupement de variables (reconstitution de données manquantes, critique des données pluviométriques, cartographie). L'une des utilisations de l'A.C.P. est la reconstitution des données manquantes, elle est utilisée pour la pluviométrie à l'aide du programme "Bouche trous", comblement des lacunes pluviométriques annuelles par A.C.P. (A.N.R.H. ,1993 ; Laborde, 2000 in Louamri, 2013).

Dans notre cas, l'ACP a été effectuée selon une matrice de corrélation entre 49 variables (les stations) et 43 individus (observations) aux pas de temps annuel. Pour expliquer cette méthode, on s'inspirera des travaux de Laborde (1993, 1997, 2000, carte des pluies annuelles d'Algérie). La figure 3.1 présente la variation des valeurs propres et la variabilité cumulée en pourcentage (%) de la variance en fonction des composantes principales.

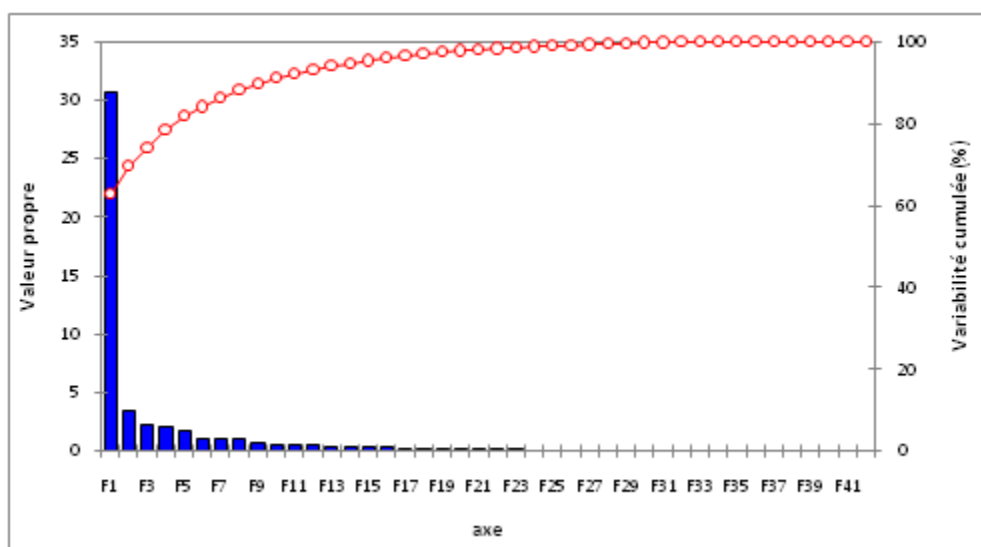


Figure 3.1 : Valeur propre et variabilité cumulée en (%) en fonction des composantes principales.

### 3.3.1 Choix des axes à retenir

Nous utilisons pour cela la figure 3.2, le critère de Kaiser retiendra que les axes associés à des valeurs propres supérieures à 1 (Richman, 1986), conduit à sélectionner 7 axes expliquant 86,2% de l’inertie totale du nuage. Alors que pour le critère du coude, sur l’histogramme des valeurs propres, on observe un décrochement (coude) suivi d’une décroissance régulière. On sélectionne les axes avant le décrochement (Richman, 1986), il conduit à sélectionner 3 axes. En réalité, on peut se contenter de sélectionner trois axes. En effet, d’un coté, la chute d’inertie est très importante dès le quatrième axe, qui ne conserve que 4% de l’inertie totale ; d’autre part, les trois premiers axes conservent plus de 74% de l’inertie ce qui est très bon. Avec ces trois premiers axes, nous disposons donc d’un espace compréhensible, et ce qui est un indice d’homogénéité du réseau étudié. Le tableau 3.5 montre les composantes retenues

Tableau 3.5 : Composantes principales retenues

	F1	F2	F3
<b>Valeur propre</b>	30.684	3.394	2.205
<b>Variabilité (%)</b>	62.621	69.926	74.501
<b>% cumulé</b>	62.621	69.548	74.048

Toutes les stations sont corrélées positivement à la première composante expliquant 62,6% de la variance. Les coefficients des corrélations les plus forts ( $r > 0.90$ ) sont enregistrés sur le littoral.

### 3.3.2 Plans factoriels (1-2) et (1-3)

Chaque nuage de points (variables) est construit en projection sur les plans factoriels. Un plan factoriel est un repère du plan défini par deux (02) axes factoriels retenus. La figure 3.2 montre le résultat de la contribution des variables sur les deux axes (1-2) et (1-3).

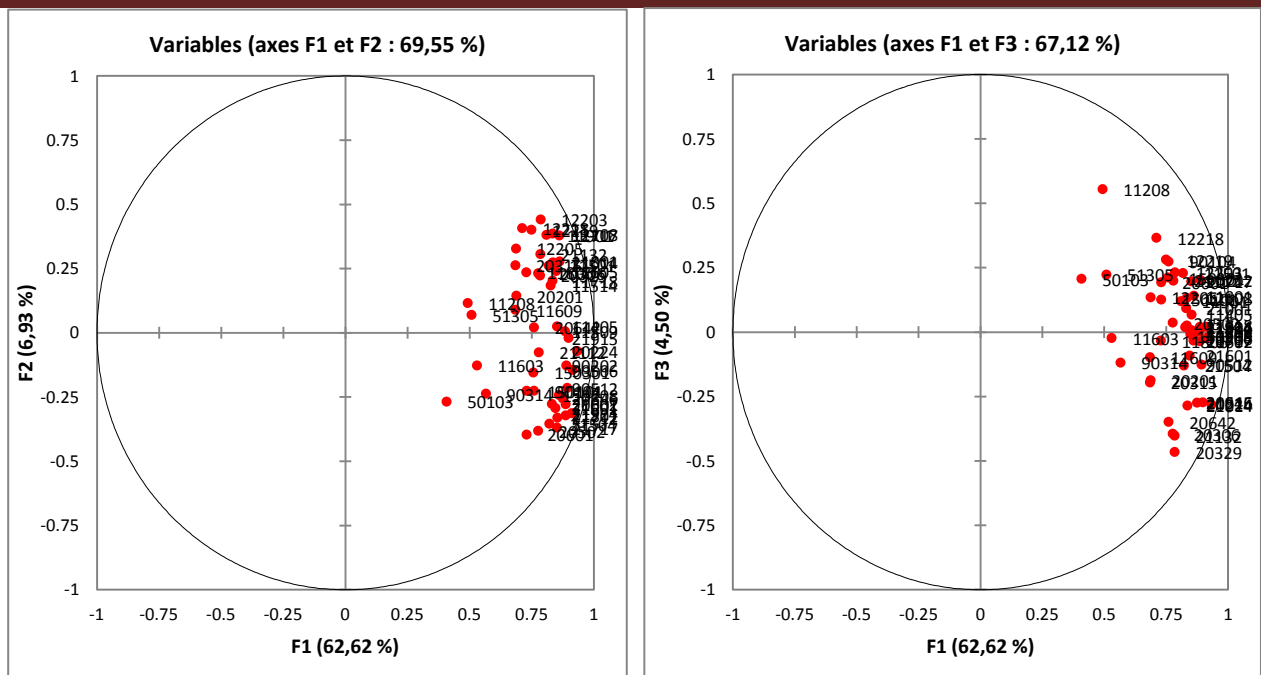


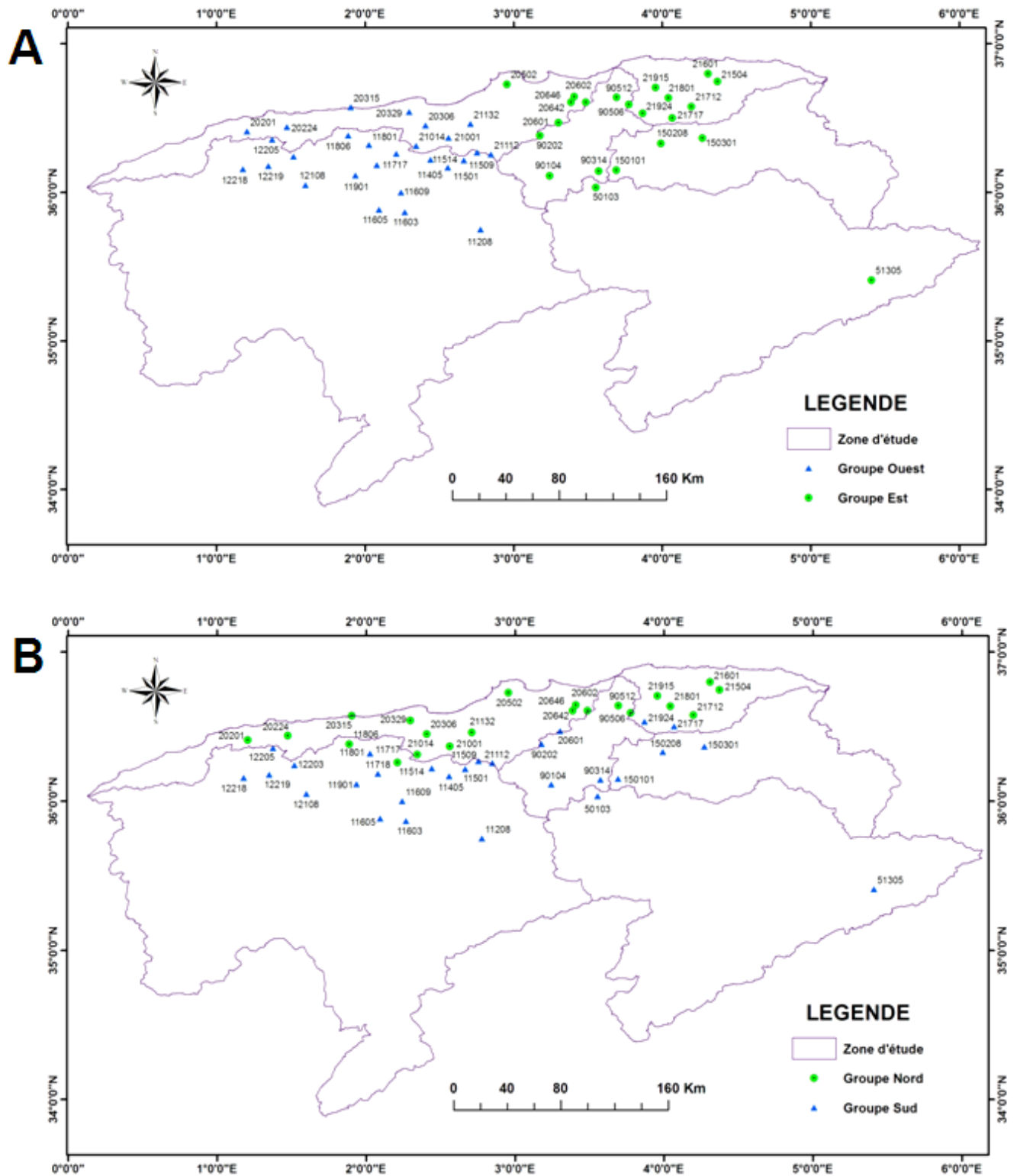
Figure 3.2 : Représentation des variables sur les axes factoriels (1-2) et (1-3)

En effet, au vu de la figure 3.2, on distingue deux groupes de stations pour chacun de ces axes retenus, la projection de ces derniers sur la réalité a permis de faire les réflexions suivantes :

Sur l'axe (1-2), l'opposition existe entre les stations de l'Est et l'Ouest d'Alger. Ce caractère revient à la direction dominante du vent qui frappe le continent d'Algérie (Nord Ouest). Sur l'axe (1-3), l'opposition entre les stations du littoral et les stations de l'intérieur est observée. Cette réflexion est expliquée par la présence d'une chaîne de montagne, plus ou moins parallèle au littoral, où l'on retrouve les monts du Zaccar, de l'Atlas Blidéen et les massifs du Djurdjura.

Cette cohérence spatiale s'explique par la grande homogénéité des régimes pluviométriques (pluies hivernales et sécheresses estivales) et par un nombre important d'années extrêmes (déficitaires et excédentaires) quasi généralisées. La figure 3.3 explique le regroupement des stations pour les deux cas (plan).





**Figure 3.3 : l'ACP :**  
 A) Opposition Est/Ouest, B) Opposition Nord/Sud

### Conclusion

L'acquisition des données pluviographiques et pluviométriques représente un grand travail. Ceci nécessite une mobilisation de moyens humains et matériels. L'utilisation de ces données nécessite une grande attention en raison des erreurs qui sont diverses (accidentelles ou systématiques).

L'homogénéisation de ces séries pluviométriques et pluviographiques retenus est testée, il ressort qu'elles sont de bonne qualité.

L'application de l'A.C.P sur nos stations, dans un but d'étudier leurs comportements les unes par rapport aux autres, montre l'existence de deux oppositions :

- Est-Ouest sur le plan factoriel (1-2) ;
- Nord-Sud sur le plan factoriel (1-3).

# **CHAPITRE 4**

## **ETUDE DES EVENEMENTS PLUVIEUX**

### **EXTREMES**

---

## Introduction

Les relations donnant les courbes IDF sont déterminées à partir de l'étude statistique des événements extrêmes. Comme il a été mentionné dans le chapitre 1, l'établissement des courbes IDF nécessite de longues périodes d'observation pluviométriques sur de très courtes fenêtres temporelles (de l'ordre de la minute). Dans cette optique, ce chapitre sera consacré à l'étude statistique des épisodes pluvieux extrêmes à partir de courtes séries d'observations desquelles seront dérivées les courbes IDF les plus fiables possibles, ainsi une régionalisation des paramètres climatiques sera notre objectif.

### 4.1 Construction des IDF

L'établissement des courbes IDF et leurs modélisations par l'approche ou la méthodologie classique basées sur les séries (SMA et SDP) sont étudiées (voir le paragraphe (1.8.3)).

#### 4.1.1 Construction statistique des IDF

Lorsqu'on dispose suffisamment de données, il est préférable de déterminer les courbes IDF à partir de ces dernières. A partir du jeu de données couvrant une période de n années, on peut par exemple, déterminer les n plus fortes intensités pour diverses durées de précipitations, par exemple : 15, 30, 60, 120 minutes. Ce qui suppose qu'une analyse des précipitations a été effectuée. Sur la base de cette analyse, il convient alors de calculer la fréquence de dépassement de chacune des valeurs. Un tel calcul permet de déterminer divers couples d'intensité, durée, fréquence qu'il convient ensuite de reporter sur une représentation graphique. Il reste alors à extrapoler l'allure générale des courbes IDF (Musy, 1998).

#### 4.1.2 Modélisation des IDF

La modélisation des courbes IDF consiste en l'ajustement d'un modèle mathématique aux quantiles estimés pour une période de retour spécifiée. Plusieurs modèles ont proposés pour l'établissement des courbes IDF, le modèle Montana ou de Bernard est retenu. Ce modèle est préconisé par l'hydrologie traditionnelle française (Réménieras, 1979). La formule dite Montana est empirique mais elle constitue une référence pour le dimensionnement des systèmes d'assainissement des agglomérations. Une formulation élémentaire de la formule de Montana se trouve aussi dans le nouveau guide français de l'assainissement (CERTU, 2003). Les coefficients ainsi déterminés sont ensuite insérés dans la formule de Caquot pour calculer les débits des eaux pluviales (Van de Vyver et al, 2010).

L'estimation des paramètres a et b de la loi de Montana peut être réalisée par :

- La méthode des moindres carrés,
- Ou par régression non linéaire de la façon suivante:

$$\ln I(d) = \ln a - b \ln d \quad (4.1)$$

Dans un graphique en coordonnées doublement logarithmiques (Ln d, Ln I(d)), la loi de Montana est représentée par une droite ayant une équation de type :

$$Y = -AX + B \quad (4.2)$$

Par comparaison des deux équations (4.1) et (4.2), on obtient :

$$-A = -b \text{ et } B = \text{Ln } a \quad (4.3)$$

### 4.1.3 Approche méthodologique

L'établissement des courbes IDF consiste en :

- Chaque échantillon est ajusté à une loi de probabilité.
- Les quantiles correspondants à plusieurs périodes de retour spécifiées, sont déterminés.
- Un modèle statistique est identifié via des régressions non linéaires.

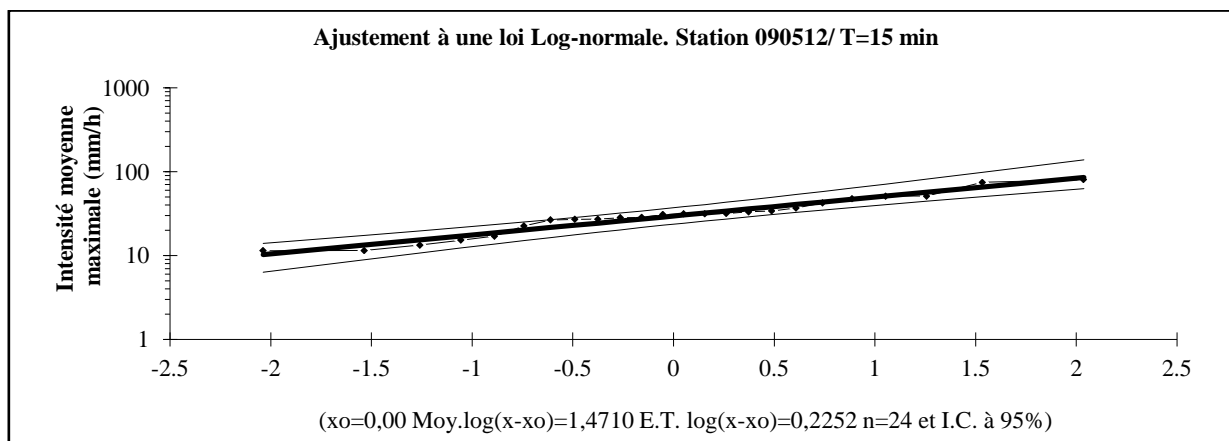
## 4.2 Etude des échantillonnages

L'échantillonnage est exécuté par sélection d'événements de durées variables, par la digitalisation des hauteurs de pluie pour chaque épisode pluvieux. Notre travail est basé sur deux types d'échantillonnages (SMA, SDP).

L'HYDROLAB (2016) appliqué pour l'ajustement de lois statistiques permettant en particulier l'analyse statistique d'événements extrêmes et de manière plus générale l'analyse statistique de séries de données.

### 4.2.1 Étude des (SMA)

La fonction de distribution cumulative (FDC) adoptée aux séries pour le calcul des quantiles est la distribution suivant les lois Log normale et Gumbel. Les quantiles sont calculés pour les périodes de retour : 2, 5, 10, 20, 50, 100 ans. L'adéquation de ces lois (Log normale- Gumbel) est vérifiée pour toutes les séries par le test de  $KHi^2$  (Pearson) pour un seuil de signification de 95%, les résultats de quelques d'ajustements pour une durée d'agrégation par station et bassin sont illustrés en figure 4.1.



**Figure 4.1 :** Ajustements des intensités aux lois (Gumbel, Log normale)

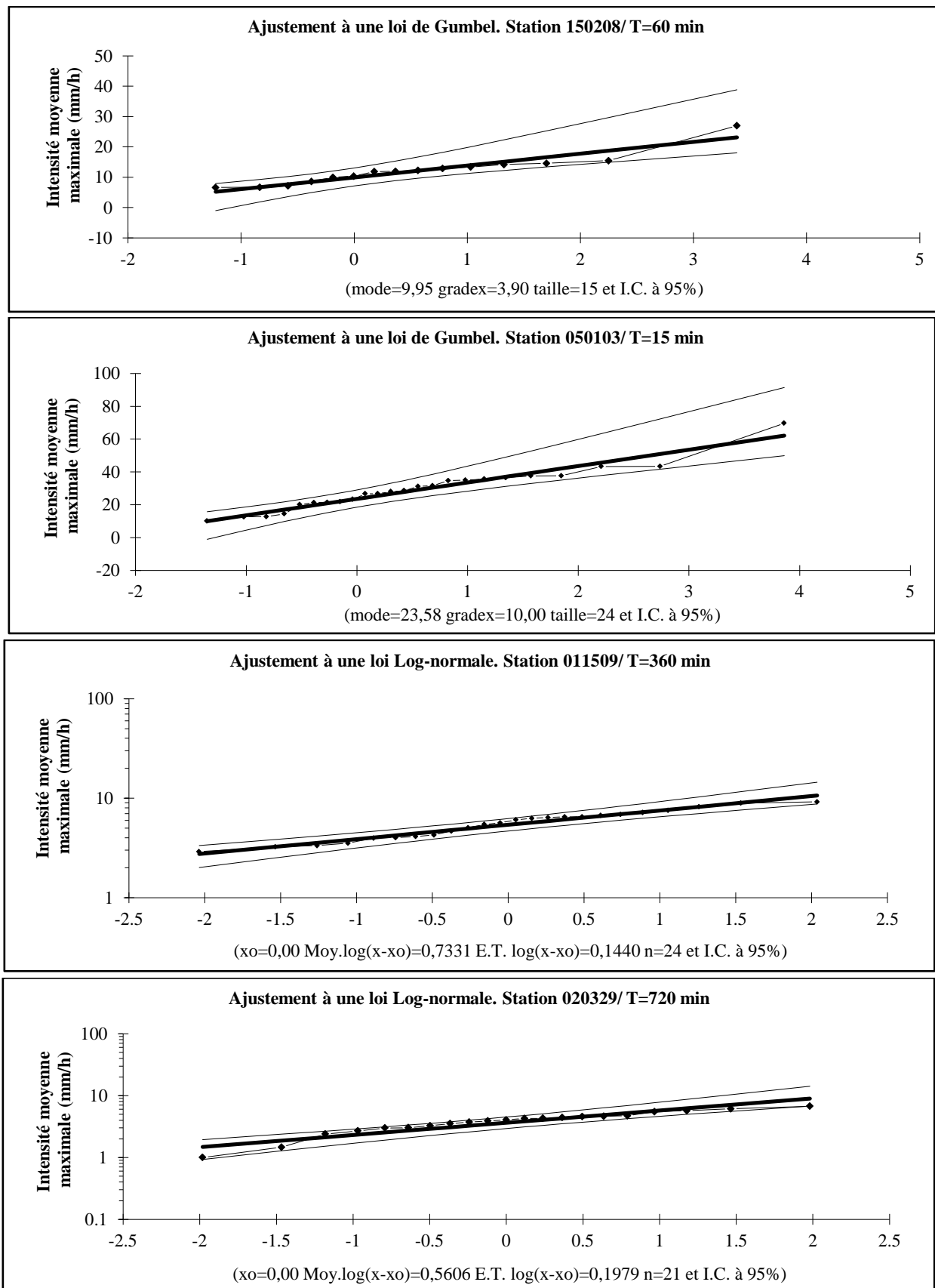


Figure 4.1 : Ajustements des intensités aux lois (Gumbel, Log normale) (Suite)

Note : Les autres ajustements statistiques de toutes les stations sont donnés en annexe A1.

**4.2.1.1 Estimation des quantiles (SMA)**

Les résultats obtenus à partir des ajustements pour l'ensemble des stations ont servi au calcul des intensités moyennes maximales  $\bar{i}_{t,p\%}$  pour les périodes de retour (2, 5, 10, 20, 50, 100). Le tableau 4.1 résume les résultats:

**Tableau 4.1 Intensités moyennes maximales (SMA)**

Station	90512	150208	50103	11509	20329
<b>Durée d'agrégation (min)</b>	<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (2 ans)</b>				
15	29.58	27.84	27.24	26.29	35.69
30	23.40	17.08	20.07	19.20	25.83
60	15.14	11.38	13.85	13.50	17.50
120	10.18	7.18	8.88	10.04	11.47
180	7.94	5.44	5.71	8.02	8.76
360	5.50	3.23	3.48	5.41	5.65
720	3.62	1.82	1.97	3.48	3.64
1 440	2.24	0.97	1.12	2.11	2.26
<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (5 ans)</b>					
15	45.76	36.39	38.57	42.88	42.29
30	34.46	24.98	30.37	26.87	33.65
60	22.29	15.79	22.03	17.57	23.14
120	13.90	9.42	14.44	13.37	17.13
180	9.66	6.99	8.72	10.48	12.18
360	6.60	4.23	5.16	7.15	8.05
720	4.55	2.41	3.11	4.63	5.33
1440	2.91	1.43	1.83	2.80	3.43
<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (10 ans)</b>					
15	57.50	42.05	46.08	55.39	54.99
30	42.19	30.21	37.19	32.04	38.65
60	27.30	18.72	27.45	20.18	26.78
120	16.36	10.91	18.12	15.53	21.13
180	10.79	8.01	10.88	12.05	14.47
360	7.33	4.88	6.35	8.27	9.68
720	5.17	2.80	3.95	5.38	6.52
1440	3.35	1.74	2.37	3.24	4.28
<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (20 ans)</b>					
15	69,42	47,48	53,27	68,42	58,51
30	49,86	35,23	43,73	37,05	43,33
60	32,27	21,52	32,65	22,61	30,21
120	18,72	12,34	21,65	17,57	25,13
180	11,88	8,99	13,05	13,52	16,69
360	8,03	5,52	7,53	9,33	11,28
720	5,77	3,18	4,81	6,09	7,69
1440	3,78	2,03	2,93	3,66	5,13

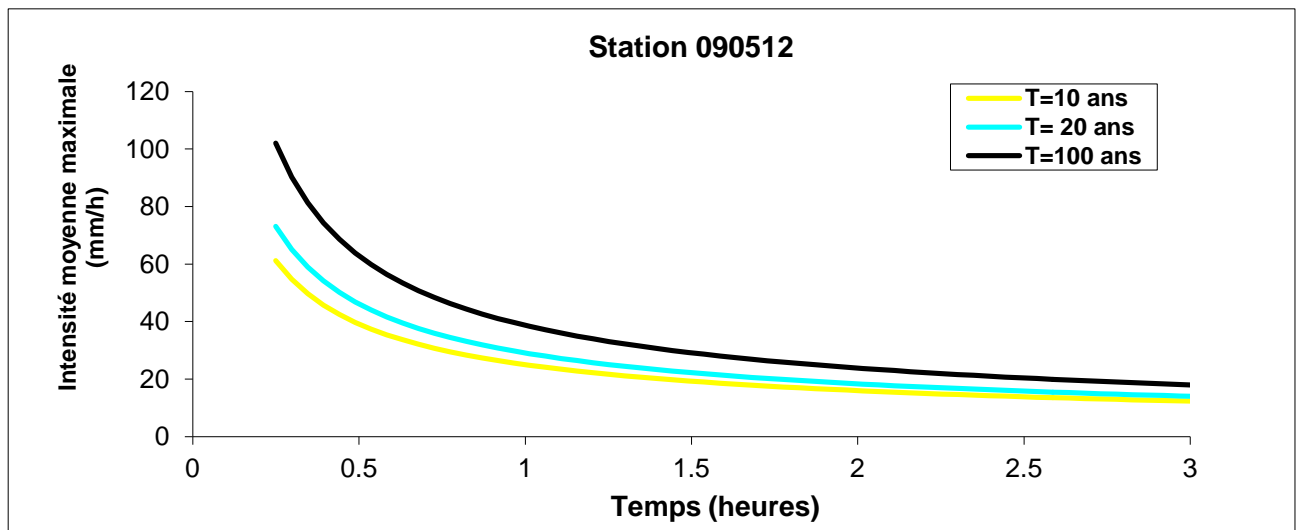
Suite du tableau 4.1

Intensité (mm/h) I <sub>p</sub> % (50 ans)					
15	85.82	54.50	62.59	86.79	63.08
30	60.18	41.73	52.19	43.62	49.27
60	38.95	25.15	39.37	25.71	34.61
120	21.79	14.18	26.22	20.19	30.55
180	13.29	10.26	16.03	15.40	19.59
360	8.93	6.33	9.13	10.69	13.39
720	6.54	3.66	6.00	6.99	9.27
1440	4.33	2.41	3.72	4.20	6.29
Intensité (mm/h) I <sub>p</sub> % (100 ans)					
15	98.86	59.77	69.57	101.70	76.52
30	68.21	46.60	58.54	48.64	53.68
60	44.15	27.87	44.41	28.00	37.89
120	24.10	15.57	29.64	22.16	34.79
180	14.34	11.21	18.39	16.79	21.80
360	9.61	6.94	10.38	11.70	15.02
720	7.11	4.02	6.96	7.67	10.50
1440	4.74	2.69	4.37	4.60	7.20

**Note :** Les quantiles estimés pour les autres stations sont présentés en annexe A2.

#### 4.2.1.2 Courbes IDF (SMA)

Les courbes IDF établies pour chaque station sont illustrées par la figure 4.2:



**Figure 4.2 :** Courbes Intensité- Durée- Fréquence (SMA)



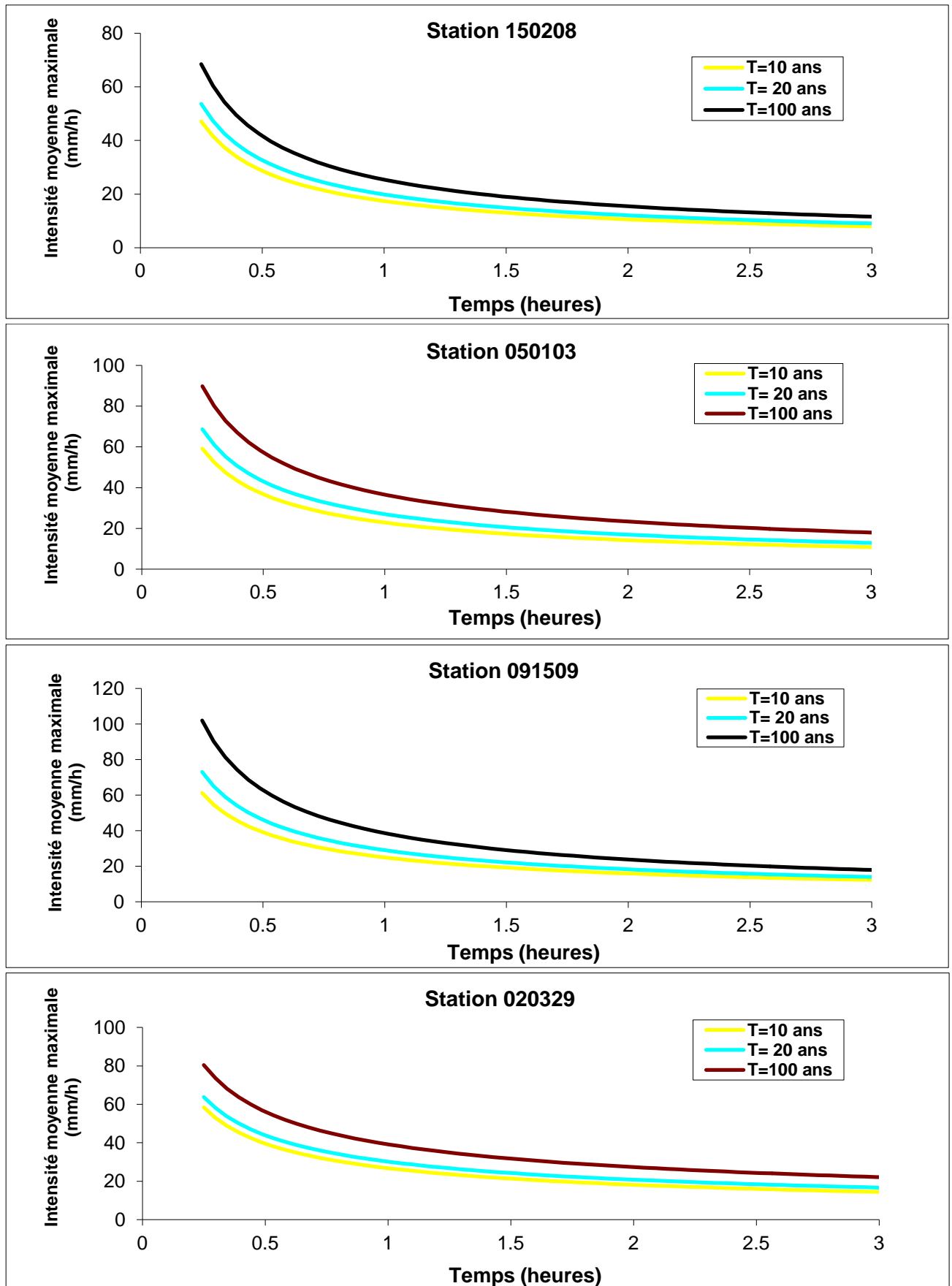


Figure 4.2 : Courbes Intensité- Durée- Fréquence (SMA) (Suite)

Note : Les courbes IDF des autres stations sont présentées en annexe A3.

La modélisation mathématique des courbes IDF a permis de déterminer l'exposant climatique de chaque station, par la recherche d'un modèle régressif entre l'intensité moyenne maximale  $\bar{i}_t$  et la durée de l'intervalle de référence  $\Delta t$  (heures). Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau 4.2

**Tableau 4.2** Modèles IDF pour des différentes périodes de retour (SMA)

Modèle $i = a t^{-b}$ t(heures). i (mm/h)					
Station					
Période de retour (ans)	090512	150208	050103	011509	020329
2	$14.78 t^{-0.64}$	$11.01 t^{-0.72}$	$12.23 t^{-0.68}$	$13.45 t^{-0.59}$	$16.68 t^{-0.55}$
5	$20.84 t^{-0.64}$	$14.87 t^{-0.72}$	$18.58 t^{-0.68}$	$18.90 t^{-0.59}$	$22.13 t^{-0.55}$
10	$24.99 t^{-0.64}$	$17.42 t^{-0.72}$	$22.86 t^{-0.68}$	$22.57 t^{-0.59}$	$26.77 t^{-0.55}$
20	$29.07 t^{-0.64}$	$19.86 t^{-0.72}$	$27.01 t^{-0.68}$	$26.14 t^{-0.59}$	$30.17 t^{-0.55}$
50	$34.49 t^{-0.64}$	$23.01 t^{-0.72}$	$32.45 t^{-0.68}$	$30.83 t^{-0.59}$	$34.55 t^{-0.55}$
100	$38.67 t^{-0.64}$	$25.38 t^{-0.72}$	$36.58 t^{-0.68}$	$34.42 t^{-0.59}$	$39.17 t^{-0.55}$

Il ressort du tableau 4.2 que le modèle de puissance a donné la meilleure relation au vu du coefficient de détermination  $R^2$  qui est plus de 90%, ainsi l'exposant climatique (b) est déterminé directement des modèles obtenus. Ce paramètre ne change pas (caractéristique propre à la station), l'exposant retenu pour chaque station est résumé dans le tableau 4.3.

**Tableau 4.3** Exposant climatique/ SMA

Station	Exposant climatique
90512	0,64
150208	0,72
50103	0,68
11509	0,59
20329	0,55

**Note :** L'exposant climatique pour les 44 autres stations est présenté en annexe B.

#### 4.2.2 Étude des (SDP)

La méthode consiste à ne conserver de la série complète que les événements indépendants extrêmes dépassant un seuil  $x_0$ . Deux approches peuvent être adoptées pour la sélection d'un seuil : la première est basée sur un critère physique et la deuxième est basée sur des examens purement mathématiques et statistiques (Lang, 1999). Le seuil choisi à une SDP peut affecter ses propriétés. Ainsi, il doit être retenu tel que les estimations issues de SDP soient de qualité, ni trop bas pour ne pas engendrer une auto-corrélation de la série, ni trop élevé pour maximiser l'utilisation des données. La sélection d'un seuil basée sur un critère physique est la plus souvent rencontrée dans les études de crues, néanmoins, dans certains cas, une détermination physique directe du seuil de dépassement n'est pas possible, particulièrement pour les pluies.

Dans notre cas d'étude, la méthode où le critère physique de choix du seuil a été considéré. Elle se base sur l'estimation du quantile extrême avec des nombres moyens de dépassements annuels de 1 et 2. Au-delà de ce quantile, les observations sont jugées extrêmes et le nombre de valeurs extrêmes est égal au nombre d'observations qui dépassent ce quantile estimé. (Annexe C1).

#### 4.2.2.1 Étude de l'indépendance des (SDP)

Clairement que l'indépendance d'une série de durée partielle, signifie que les valeurs de la série des précipitations pour chaque durée d'agrégation (groupes) ne doivent pas être auto-corrélées, c'est-à-dire que dans un ordre chronologique la valeur  $X_{i+1}$  ne doit pas dépendre de  $X_i$ . Aussi, quelque soit l'approche adoptée, SMA ou SDP, dans l'analyse fréquentielle des événements pluvieux extrêmes, l'indépendance de la série doit être assurée. Généralement, l'indépendance des valeurs d'une SMA est garantie, et il n'est pas utile de l'étudier, du fait de la structure même de la série (série constituée d'une seule valeur par année), il ne peut à priori qu'il existe une dépendance entre deux valeurs successives. Néanmoins, il existe des exceptions, Mohymont et al. (2004) ont examiné l'indépendance de la SMA (pour différentes durées) dans les régions tropicales de l'Afrique centrale. En effet, dans certaines régions du monde, la saison où la probabilité d'occurrence des événements extrêmes est très forte, il devient alors nécessaire de vérifier l'indépendance des séries des précipitations. Par contre l'indépendance d'une SDP doit systématiquement faire l'objet d'un contrôle.

Dans cette étude, il est retenu différents nombres moyens de dépassements annuels,  $\mu=1$  tel que le nombre de valeurs retenues sur chaque durée d'agrégation soit égal au nombre d'années d'observations (Koutsoyiannis et al, 1998 ; Koutsoyiannis 2004) et  $\mu=2$ , (Cunnane 1973, in : Meylan et al., 1999 ; Lang et al, 1999 ; Rosbjerg et al., 2004. Le choix définitif de la SDP de laquelle seront dérivées les courbes IDF sera fonction de l'indépendance des 2 SDP formées (une série auto-corrélée sera évidemment rejetée), de la meilleure adéquation possible de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente.

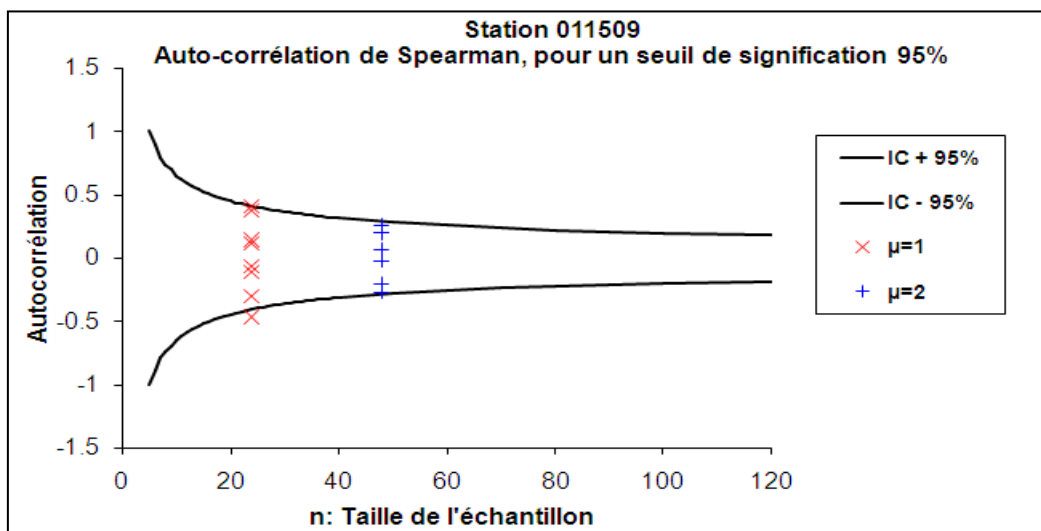
Toutefois, pour s'assurer de l'indépendance des différentes SDP retenues, plusieurs auteurs (Mohymont et al., 2004; Benkhaled, 2007 ) recommandent de calculer un coefficient de corrélation des rangs, le ( $\rho$ ) de Spearman. Le test de Spearman a été retenu car il est non paramétrique et ne fait pas l'hypothèse de la normalité des variables. Aussi, il existe d'autres méthodes permettant de s'assurer de l'indépendance, Madsen et al. (1993) ont vérifié l'indépendance pour un seuil relativement bas en mettant en œuvre un diagramme de dispersion des dépassements de  $X_i$  contre  $X_{i+1}$  séparés par une période inférieure à 1 jour et conclut qu'il n'y avait pas de dépendance significative. Dans notre cas d'étude c'est la fonction d'auto-corrélation de Spearman est retenue. Elle est donnée par la formule (4.4) (Meylan et al., 1999 ; Wagener et al., 2006) :

$$\rho = 1 - \frac{6 \sum_i^n d_i}{n(n^2-1)} \quad (4.4)$$

Où,  $n$  est la taille de la série (groupe) et  $d_i$  est la différence entre les rangs des valeurs de la série chronologique et de la série classée (classement croissant). La fonction d'auto- corrélation de Spearman est calculée pour les 2 SDP ( $\mu=1$  et  $\mu=2$ ), sur les 8 durées d'agrégation retenues et pour

toutes les stations. Le «  $\rho$  » obtenu peut prendre des valeurs comprises entre  $-1$  et  $1$ . Pour évaluer si la liaison est significative (i.e., auto-corrélation), la valeur théorique est prise dans la table du  $\rho$  de Spearman ( $\rho$  est fonction de  $n$ , voir annexe C2).

Si le  $\rho$  calculé est supérieur ou égal au  $\rho$  de la table, il conclu à l'existence de dépendance (liaison significative), si le  $\rho$  calculé est inférieur à celui de la table il n'y a pas alors de dépendance sérielle. Les groupes, où aucune auto-corrélation n'a été détectée, constituant les différentes SDP sont déclarés indépendants au seuil de signification de 95%. La figure 4.3 présente le cas de la station 011509



**Figure 4.3 :** Fonction d'auto-corrélation de Spearman pour les SDP ( $\mu=1$  ; et  $\mu=2$ ), station de Médéa (011509) sur différentes durée d'agrégation (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 et 1440 minutes).

**Note :** Le reste des graphiques du test de l'auto-corrélation de toutes les stations sont présentés en annexe C3.

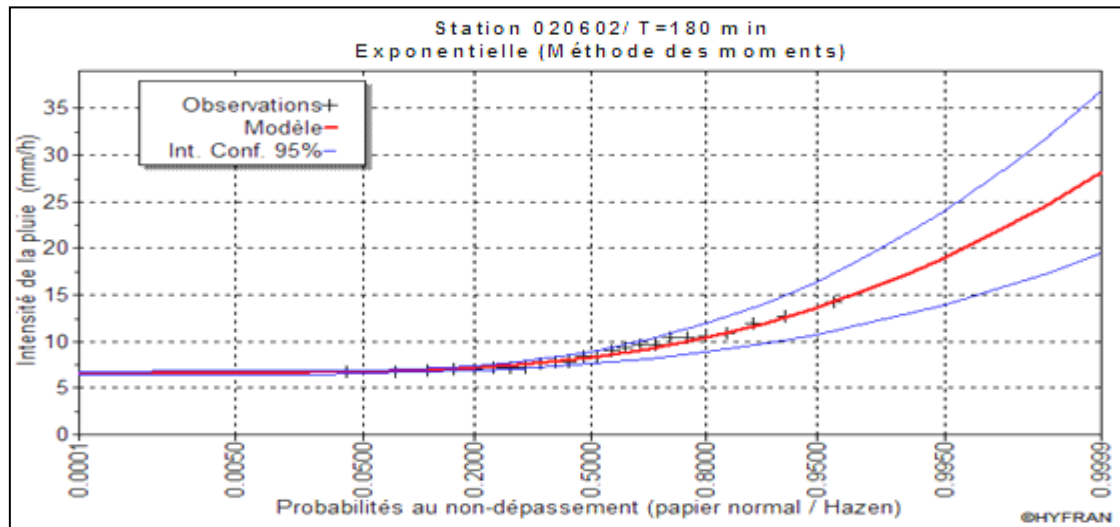
La figure 4.3, montre que tous les séries sont déclarées indépendantes (pas d'autocorrélation) pour un seuil de signification de 95%, à l'exception la série de la durée 720 minutes qui correspond à un nombre de dépassements annuels  $\mu=1$ . Reste à savoir sur quelle SDP faudra-t-il se baser pour établir les IDF. Dans une même durée d'agrégation, si l'autocorrélation est vérifiée dans les deux nombres de dépassements annuels, dans ce cas, la série qui convienne au nombre de dépassements annuels  $\mu=2$  sera considéré pour établir les courbes IDF, ce qui devrait au moins inclure un grand nombre d'évènements remarquable, et assurer une supériorité par rapport à une approche SMA.

#### 4.2.2.2 Ajustement des séries (SDP)

Comme conseillé par Lang et al. (1999), après avoir vérifié que les données répondent aux conditions d'homogénéité et d'indépendance, la deuxième étape dans l'estimation des quantiles des évènements extrêmes à partir des SDP est le choix approprié d'une fonction de distribution de probabilité et d'une méthode d'estimation des paramètres (méthode des moments, maximum de vraisemblance, moment de probabilités pondérées ou encore la méthode des L-moments).

La fonction de distribution cumulative (FDC) adoptée aux séries SDP pour le calcul des quantiles qui correspond aux périodes de retour : 2, 5, 10, 20, 50, 100 ans, est la distribution suivant la loi exponentielle pour toutes les stations.

Les séries SDP s’ajustent bien à cette loi vu que le test de  $KH_i^2$  est vérifié pour un seuil de signification de 95%. La figure 4.4 illustre un exemple pour la station (Hamiz, 020602)



**Figure 4.4 :** Ajustements des intensités à la loi exponentielle (Station 020602/ temps d’agrégation=180 minutes)

**Note :** Les ajustements de toutes les stations sont donnés en annexe C4.

#### 4.2.2.3 Estimation des quantiles (SDP)

Les tableaux 4.4 résume les résultats des intensités moyennes maximales  $\bar{i}_{t,p\%}$  pour les périodes de retour (2, 5, 10, 20, 50, 100) à partir des ajustements de l’ensemble des stations.

**Tableau 4.4** Intensité moyennes maximales (SDP)

Station	90512	150208	50103	11509	20329
<b>Durée d’agrégation (min)</b>	<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (2 ans)</b>				
15	29.5	32.9	24.2	25.8	31.3
30	20.5	16.3	17.4	17.6	23.5
60	13.7	10.2	11.2	12.3	15.6
120	9.26	6.38	9.21	9.16	12.5
180	7.16	4.83	4.97	7.44	8.07
360	4.97	2.87	3.12	5.2	5.19
720	3.31	1.72	1.83	3.34	3.29
1 440	2.43	0.919	0.991	1.9	2.62
<b>Durée d’agrégation (min)</b>	<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (5 ans)</b>				
15	36.9	38.5	33.9	38.6	37.7
30	25.8	22.7	25.2	24.4	29
60	17.2	13.3	16.6	15.3	19.5
120	11.6	8.18	12.9	11.9	15.4
180	8.89	6.09	6.63	9.3	10.1
360	6.03	3.65	4.01	6.51	6.6
720	4	2.24	2.51	4.17	4.34
1 440	2.89	1.35	1.44	2.44	3.27

Suite du tableau 4.4

<b>Durée d'agrégation (min)</b>	<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (10 ans)</b>				
<b>15</b>	42.5	42.7	41.3	48.2	42.6
<b>30</b>	29.8	27.5	31.1	29.5	33.1
<b>60</b>	19.8	15.6	20.6	17.5	22.4
<b>120</b>	13.4	9.55	15.7	13.9	17.6
<b>180</b>	10.2	7.04	7.89	10.7	11.6
<b>360</b>	6.83	4.24	4.68	7.5	7.66
<b>720</b>	4.53	2.63	3.03	4.8	5.14
<b>1 440</b>	3.25	1.67	1.78	2.86	3.77
<b>Durée d'agrégation (min)</b>	<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (20 ans)</b>				
<b>15</b>	48.1	47	48.7	57.9	47.5
<b>30</b>	33.9	32.4	37.1	34.7	37.3
<b>60</b>	22.4	18	24.6	19.8	25.3
<b>120</b>	15.2	10.9	18.4	16	19.7
<b>180</b>	11.5	7.99	9.14	12.1	13.1
<b>360</b>	7.63	4.83	5.35	8.5	8.73
<b>720</b>	5.05	3.03	3.54	5.42	5.94
<b>1 440</b>	3.6	2	2.13	3.27	4.26
<b>Durée d'agrégation (min)</b>	<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (50 ans)</b>				
<b>15</b>	55.5	52.6	58.4	70.7	53.9
<b>30</b>	39.2	38.8	44.9	41.5	42.8
<b>60</b>	25.9	21.1	30	22.8	29.2
<b>120</b>	17.6	12.7	22.1	18.7	22.6
<b>180</b>	13.2	9.24	10.8	14	15.1
<b>360</b>	8.69	5.61	6.24	9.81	10.1
<b>720</b>	5.74	3.55	4.22	6.26	6.99
<b>1 440</b>	4.07	2.42	2.58	3.82	4.91
<b>Durée d'agrégation (min)</b>	<b>Intensité (mm/h) I<sub>p</sub> % (100 ans)</b>				
<b>15</b>	61.1	56.9	65.8	80.4	58.8
<b>30</b>	43.2	43.6	50.8	46.6	47
<b>60</b>	28.6	23.4	34	25.1	32.2
<b>120</b>	19.4	14.1	24.9	20.7	24.8
<b>180</b>	14.5	10.2	12.1	15.4	16.6
<b>360</b>	9.49	6.2	6.91	10.8	11.2
<b>720</b>	6.27	3.94	4.74	6.88	7.79
<b>1 440</b>	4.42	2.75	2.92	4.24	5.4

**Note :** Les quantiles estimés pour les autres stations sont données en annexe C5.

#### 4.2.2.4 Courbes IDF (SDP)

Les courbes IDF établies pour chaque station sont illustrées par la figure 4.5:

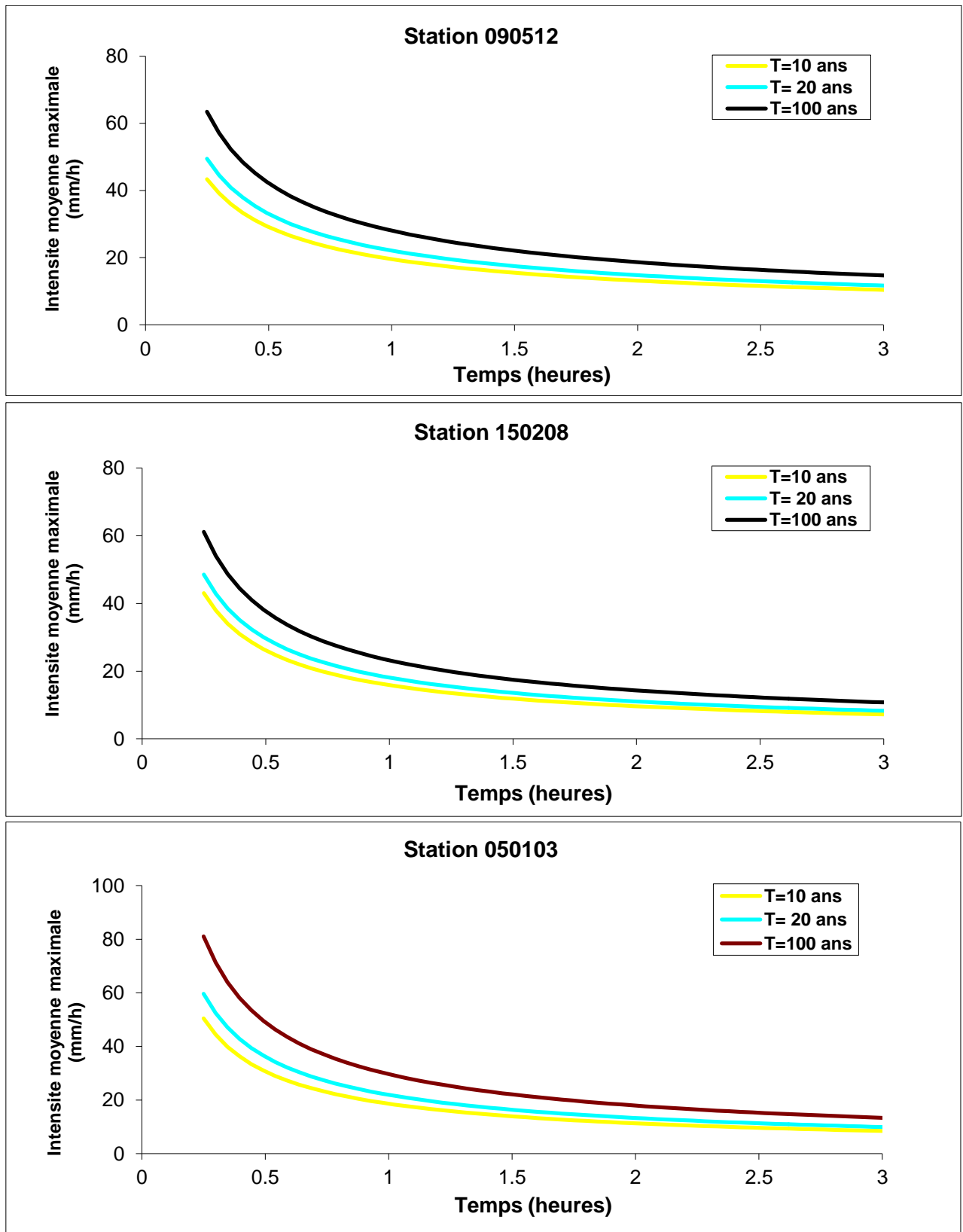
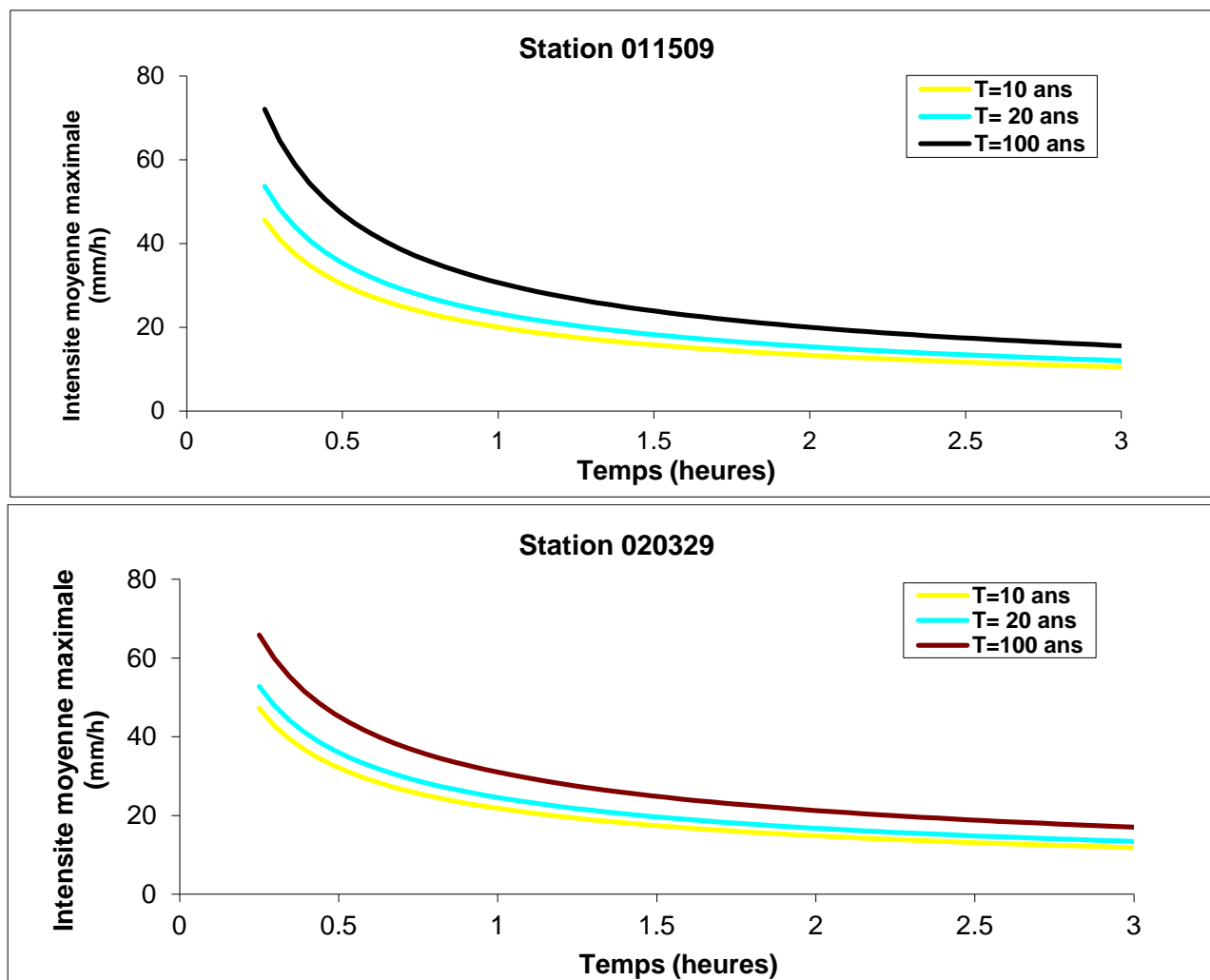


Figure 4.5 : Courbes Intensité- Durée- Fréquence (SDP)



**Figure 4.5 :** Courbes Intensité- Durée- Fréquence (SDP) (Suite)

*Note :* Les courbes IDF pour les autres stations sont données en annexe C6.

La modélisation mathématique des courbes IDF a permis de déterminer l'exposant climatique de chaque station. Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau 4.5

**Tableau 4.5** Modèles IDF pour des différentes périodes de retour (SDP)

Modèle $i = a t^{-b}$ t(heures), i (mm/h)					
Station	090512	150208	050103	011509	020329
Période de retour (ans)					
2	$13.62 t^{-0.57}$	$10.68 t^{-0.72}$	$10.87 t^{-0.72}$	$12.61 t^{-0.59}$	$15.41 t^{-0.55}$
5	$16.99 t^{-0.57}$	$13.65 t^{-0.72}$	$15.28 t^{-0.72}$	$16.90 t^{-0.59}$	$19.07 t^{-0.55}$
10	$19.54 t^{-0.57}$	$15.86 t^{-0.72}$	$18.6 t^{-0.72}$	$20.07 t^{-0.59}$	$21.82 t^{-0.55}$
20	$22.10 t^{-0.57}$	$18.09 t^{-0.72}$	$21.91 t^{-0.72}$	$23.29 t^{-0.59}$	$24.57 t^{-0.55}$
50	$25.47 t^{-0.57}$	$21.00 t^{-0.72}$	$26.3 t^{-0.72}$	$27.50 t^{-0.59}$	$28.21 t^{-0.55}$
100	$28.03 t^{-0.57}$	$23.20 t^{-0.72}$	$29.63 t^{-0.72}$	$30.66 t^{-0.59}$	$30.99 t^{-0.55}$



Vu le tableau 4.5 le modèle de puissance a donné la meilleure relation avec un coefficient de détermination  $R^2$  qui dépasse 90%, ainsi l'exposant climatique (b) est déterminé directement des modèles obtenus.

### 4.2.3 Comparaison (SMA/SDP)

L'analyse fréquentielle appliquée sur les séries (SMA/SDP) mène à l'établissement des courbes IDF. Notre but est de faire sortir la meilleure approche IDF et définir l'exposant climatique pour chaque station, afin d'atteindre cet objectif une comparaison est plus courante est envisagée, il s'agit de calculer la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes (root mean square error, rRMSE, équation 4.5) entre les exposants climatiques (b) obtenus par les deux approches.

$$rRMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum \left( \frac{b_{SMA} - b_{SDP}}{b_{SDP}} \right)^2} \quad (4.5)$$

Le résultat de cette comparaison est présenté dans le tableau 4.6

**Tableau 4.6** rRMSE globale entre SMA et SDP (exposant climatique)

Code Station	X(Longitude)	Y(Latitude)	Exposant climatique		Racine carrée des erreurs quadratique
			SMA	SDP	
11208	2.778	35.75	0.81	0.81	7.06%
11405	2.558	36.166	0.64	0.63	
11501	2.666	36.215	0.61	0.66	
11509	2.754	36.269	0.59	0.59	
11603	2.269	35.867	0.63	0.61	
11609	2.243	35.999	0.62	0.63	
11717	2.212	36.26	0.68	0.65	
11718	2.08	36.184	0.79	0.85	
11801	2.028	36.319	0.54	0.52	
11806	1.887	36.383	0.57	0.54	
11901	1.937	36.113	0.75	0.75	
12108	1.6	36.048	0.68	0.64	
12203	1.519	36.241	0.67	0.64	
12205	1.376	36.355	0.57	0.62	
12218	1.179	36.157	0.69	0.67	
12219	1.351	36.177	0.68	0.71	
11514	2.441	36.22	0.68	0.67	
11605	2.095	35.884	0.65	0.66	
20201	1.208	36.41	0.51	0.51	
20315	1.905	36.573	0.73	0.72	
20306	2.408	36.449	0.63	0.61	
20601	3.303	36.47	0.63	0.57	
21915	3.957	36.707	0.43	0.58	
21801	4.042	36.637	0.56	0.55	
21504	4.373	36.746	0.49	0.5	
21014	2.344	36.313	0.66	0.63	
21001	2.563	36.367	0.48	0.49	
21112	2.847	36.256	0.54	0.55	

Suite du tableau 4.6

20502	2.955	36.727	0.51	0.5
21924	3.869	36.533	0.59	0.51
21132	2.711	36.461	0.74	0.73
21717	4.068	36.501	0.67	0.65
20642	3.386	36.607	0.71	0.77
20646	3.408	36.644	0.58	0.64
21712	4.196	36.578	0.53	0.48
20224	1.476	36.44	0.6	0.61
20602	3.487	36.607	0.58	0.64
20329	2.298	36.54	0.55	0.55
21601	4.309	36.799	0.49	0.51
50103	3.553	36.034	0.68	0.72
51305	5.41	35.41	0.85	0.92
90104	3.244	36.111	0.76	0.76
90202	3.178	36.382	0.63	0.6
90314	3.573	36.144	0.68	0.57
90506	3.776	36.591	0.59	0.59
90512	3.694	36.639	0.64	0.57
150101	3.693	36.15	0.76	0.75
150208	3.992	36.329	0.72	0.72
150301	4.271	36.366	0.71	0.7

Il ressort du tableau 4.6 que la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes est de l'ordre de 7.06 %, donc une grande convergence entre les estimations de l'exposant climatique est remarquée. Cela veut dire que les deux approches donnent les mêmes résultats. Dans la suite de notre travail, le choix final de l'approche retenue est l'estimation à partir des séries SMA, en raison que les échantillons sont facilement déductibles de la série de durée complète et sa simplicité de mise en œuvre.

## Conclusion

L'objectif à atteindre de cette partie, était de modéliser les courbes IDF à partir des séries maxima annuelles et des séries des durées partielles par la méthode classique. Le modèle élaboré devait offrir l'estimation la plus précise et la plus fiable possible de la hauteur de pluie (ou intensité) sur une durée donnée (durée critique de la pluie) pour la période de retour requise.

Dans l'application de la méthode classique, les distributions (Gumbel et Lognormale) sont retenues auprès des séries SMA et la distribution (Exponentielle) auprès des séries SDP. La vérification de l'adéquation est testée par le test de  $KHi^2$  ou de Pearson pour toutes les séries. Il ressort de cette analyse que le modèle de puissance a donné la meilleure relation, il nous a servi à la détermination de l'exposant climatique des stations.

Afin de sortir la meilleure approche IDF et définir l'exposant climatique pour chaque station, une comparaison plus courante est considérée, il s'agit de calculer la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes, le résultat montre une ressemblance entre les deux approches appliquées, avec une valeur de 7.06%, l'approche avec les séries SMA est retenue pour cartographier cet exposant dans notre zone d'étude.

**CHAPITRE 5**  
**ANALYSE GEOSTATISTIQUE**  
**ET CARTOGRAPHIE**

---

## Introduction

L'étude portant sur la variabilité spatiale de l'exposant climatique est conduite à l'aide de la géostatistique (Goovaerts, P, 1997, 1999). Cette discipline a pour objet l'analyse mathématique de phénomènes régionalisés, c'est-à-dire se déployant de manière structurée dans l'espace. Elle s'appuie sur la théorie des fonctions aléatoires et aborde l'analyse du phénomène en termes probabilistes. L'approche choisie portera sur la quantification des lois spatiales de paramètres hydrologiques (essentiellement le b Montana) et l'estimation de leurs valeurs. Chaque valeurs estimée sera assortie de la variance minimale calculée (ou variance de Krigeage). L'évaluation de l'exposant climatique sera améliorée grâce à la géostatistique multivariée qui rend possible l'utilisation conjointe de sources de renseignement diverses (topographie, distance par rapport à la mer...). Les résultats acquis pourront ainsi servir au calcul de débit pluvial pour dimensionner les réseaux d'assainissements en cas d'insuffisance des données.

## 5.1 Théorie des variables régionalisées concepts et méthodes

### 5.1.1 Quelques points vocabulaires

En général un jeu de données spatiales se présente sous la forme d'une liste de valeurs numériques  $z = (z_1, \dots, z_n)$  (la variable) et des coordonnées des sites  $(s_1, \dots, s_n)$  auxquelles la variable a été mesurée ou estimée. Quand on réalise une mesure physique, cette dernière est associée à une longueur, une surface ou un volume élémentaire. Par exemple, on peut mesurer la pluie avec un pluviomètre qui donne la hauteur d'eau tombée sur une surface d'environ  $400\text{cm}^2$ . Ces longueurs, surfaces, volumes, élémentaires constituent ce que l'on appelle le support de la mesure. Une mesure réalisée à support spatial donné peut être réalisée à différents supports temporels. Par exemple, on peut mesurer la pluie avec un pluviographe pendant une journée et en déduire la pluie moyenne sur la journée ou la pluie maximale sur la journée qui est notre cas d'étude. Il s'agit de deux variables distinctes qui auront des propriétés géostatistiques très différentes. Lorsqu'on cherche à déduire les propriétés statistiques d'une variable à un certain support à partir de cette même variable à un autre support, on dit qu'on réalise un changement de support. Il ne faut pas confondre la notion de support avec la notion d'échelle qui désigne quelque chose de beaucoup plus vague selon le contexte. Il s'agit de la taille du domaine étudié ou du support temporel de la mesure.

### 5.1.2 Distribution monovariée

Avant d'envisager quoi que se soit, il est bon de représenter l'histogramme de  $z$ , qui permet d'évaluer à quel point la distribution s'écarte d'une loi gaussienne. Beaucoup de méthodes atteignent une efficacité maximale lorsque la distribution de  $z$  est celle d'un vecteur gaussien, ce qui suppose entre autres que la distribution marginale soit gaussienne. L'écart au caractère gaussien peut se manifester par :

- une dissymétrie, une accumulation de valeurs en un ou en plusieurs points.
- un ensemble borné de valeurs possibles.

### 5.1.3 Répartition spatiale

Cette inspection très partielle de la distribution de  $z$  doit être complétée par une étude de la répartition spatiale des valeurs de  $z$ . On peut le faire en traçant un « symbol plot » dans lequel on représente pour chaque site un symbole (croix, étoile, cercle) dont la taille est proportionnelle à la valeur observée  $z$ . L'examen de ce « symbol plot » permet de détecter la présence de variations systématiques dans les données, on parlera de tendance.

### 5.1.4 Nuée variographique

A ce stade, on ne s'est pas encore préoccupé de l'éventuelle dépendance entre les données. C'est ce que l'on fait en construisant ce que l'on appelle la nuée variographique. Il s'agit du nuage de points formés par les couples  $(s_i - s_j), (z_i - z_j)^2$ . Les paires de valeurs de  $z$  mesurées en des sites géographiquement proches ont tendance à être plus similaires que celle mesurées en des sites éloignés. C'est ce genre de comportement qui fait qu'on doit rejeter l'hypothèse d'indépendance entre les données.

### 5.1.5 Fonctions aléatoires

La question qui se pose maintenant est de modéliser la distribution statistique de l'échantillon  $z_1, \dots, z_n$ . Il suffit de spécifier une fonction de répartition commune à toutes les variables aléatoires de l'échantillon. Il est plus difficile, parce qu'en toute généralité, il faudrait spécifier comment est distribué chaque  $Z_i$ , chaque couple  $(Z_i, Z_j)$ , chaque triplet etc. Mais il se trouve que l'on peut décrire la distribution spatiale d'un échantillon de manière assez précise dans le cas où la distribution statistique de la variable présente une forme d'invariance par translation dans l'espace. Pour préciser cette notion, il sera commode de pouvoir faire référence à des valeurs de la variable en tout point de l'espace. Notons  $z(s)$  la valeur de notre variable (mesurée ou non) au point de coordonnées  $(s)$ . Comme  $z_1, \dots, z_n$ , cette grandeur est une réalisation d'une variable aléatoire. On définit ainsi en tout point  $(s)$  une variable aléatoire  $Z(s)$ . On dit que  $Z$  est une fonction aléatoire.

### 5.1.6 Hypothèses de bases

Une fonction aléatoire  $Z(s)$  est caractérisée par sa loi spatiale  $F$ . Elle correspond à la loi de probabilité conjointe de  $(Z(s_1), Z(s_2), Z(s_3), \dots, Z(s_n))$ .

$$F(v_1, v_2, v_3, \dots, v_n) = P \{ (Z(s_1) < v_1), (Z(s_2) < v_2), \dots, (Z(s_n) < v_n) \}$$

Or cette fonction est très complexe par l'infinité des combinaisons possibles. Nous n'allons donc pas pouvoir estimer la fonction de distribution conjointe. La géostatistique linéaire se limite à la fonction de distribution d'ordre un  $F(v)$  et d'ordre deux  $F_{Z(s_i), Z(s_j)}(v_i, v_j)$ .

#### a- Stationnarité du second ordre :

Une fonction aléatoire  $Z(s)$  est stationnaire du 2<sup>ème</sup> ordre quand l'espérance mathématique existe et ne dépend pas du point  $(s)$  et que la covariance entre chaque paire  $(Z(s+h), Z(s))$  existe et ne dépend que de  $h$  (distance).

**b- Hypothèse intrinsèque :**

On dit qu'une fonction aléatoire  $Z(s)$  est intrinsèque quand ses accroissements  $Z(s+h)-Z(s)$  sont stationnaires d'ordre 2. C'est-à-dire que

- L'espérance des écarts est zéro ;
- La variance des écarts ne dépend que de  $h$ .

Cette hypothèse permet de dire que la variabilité entre les valeurs prises en deux points différents ne dépend que de  $h$  (la distance entre ces points). Toute fonction aléatoire stationnaire d'ordre deux est également intrinsèque (la réciproque est fautive). Autrement dit, l'hypothèse de stationnarité intrinsèque est moins restrictive que la stationnarité du second ordre. L'hypothèse intrinsèque ne requiert pas de connaître l'espérance ni sa covariance de la variable aléatoire. La fonction la plus utilisée en géostatistique pour décrire la continuité spatiale est le variogramme. La continuité spatiale est réalisée lorsque les valeurs prises entre deux sites proches l'un de l'autre sont similaires.

**5.2 Variogramme théorique et variogramme expérimental**

D'après Cressie (1993), la nature n'est pas entièrement imprévisible. Deux observations situées l'une près de l'autre devraient en moyenne se ressembler davantage que deux observations éloignées. La différence entre les valeurs prises par deux variables aléatoires est  $Z(s)-Z(s+h)$ . C'est également une variable aléatoire dont on peut calculer la variance. Cette variance devrait être plus petite lorsque les points sont rapprochés (les valeurs se ressemblent plus en moyenne) et plus grande lorsque les points sont éloignés. On appelle variogramme la demi-variance de cette différence.

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var}(Z(s + h) - Z(h)) \tag{5.1}$$

L'outil mesure la variabilité spatiale, c'est-à-dire la dissemblance entre les valeurs en fonction de leurs séparations. Il décrit la continuité spatiale de la variable régionalisée. Le variogramme théorique est défini comme :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var}(Z(s + h) - Z(h)) = \frac{1}{2} E \left[ (Z(s + h) - Z(h))^2 \right] = C(0) - C(h) \tag{5.2}$$

Avec  $C(0) = \text{var}(Z(s))$  et  $C(h) = \text{cov}(Z(s + h), Z(h))$  (5.3)

Remarque :

- Un variogramme peut se calculer non seulement pour une distance donnée mais aussi pour direction  $\theta$  donnée  $\gamma_\theta(h)$ .
- La covariance mesure la ressemblance entre les valeurs en fonction de leur éloignement alors que le variogramme mesure la dissemblance entre les valeurs en fonction de leur éloignement.
- Dans l'hypothèse de stationnarité d'ordre 2, covariance et variogramme existent et sont liés par la relation  $\gamma(h)=C(0)-C(h)$ . Dans l'hypothèse intrinsèque, seul le variogramme existe. C'est pourquoi il est généralement préféré à la covariance pour décrire et interprété la structure spatiale du phénomène étudié.

- Le variogramme réel d'une fonction aléatoire est généralement inconnu, mais il peut être évalué à partir des données d'échantillonnages. On obtient ainsi le variogramme expérimental.

$$\tilde{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_1^{N(h)} [Z(s_i + h) - Z(s_i)]^2 \quad (5.4)$$

$N(h)$  est le nombre de paires dans la classe de distance  $h$ .

$Z(s_i)$  est l'exposant climatique au point de mesure  $s_i$  (station).

### 5.2.1 Propriétés du variogramme

Le variogramme est une fonction de  $h$ , croissante et souvent caractérisé par trois paramètres :

- l'Effet pépite :  $C_0$
- le Palier :  $C+C_0$
- la Portée :  $a$

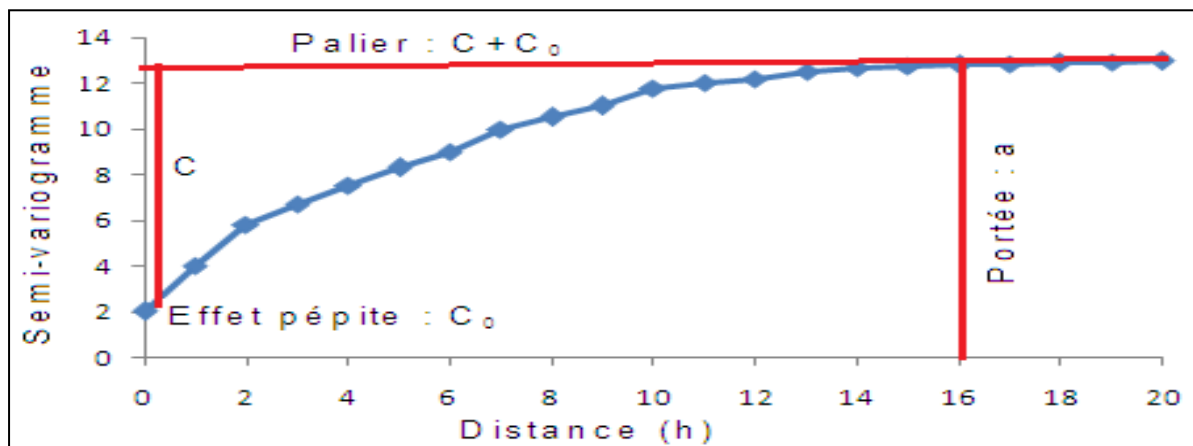


Figure 5.1 : Propriétés du variogramme

Remarques :

- Plus la fonction croît, moins les observations se ressemblent ;
- L'effet de pépite : le comportement à l'origine du variogramme reflète le degré de régularité spatiale de la variable régionalisée. Si le variogramme présente un saut abrupt à l'origine (effet de pépite), cela indique une absence partielle de corrélation entre les valeurs prises en deux sites très proches. C'est-à-dire qu'il y a une faible ressemblance entre les valeurs régionalisées très voisines ;
- Le palier : Valeur du variogramme pour la distance égale à la portée ;
- La portée : distance où deux observations ne se ressemblent plus du tout. Leur covariance est nulle ;
- Si le variogramme est borné alors la covariance existe et l'on peut présumer une stationnarité du second ordre (Journel et Huijbergts, 1978) ;
- Si la variable régionalisée est stationnaire du second ordre alors le palier est égal à la variance de cette même variable ;
- Inversement, si un variogramme est non borné, il ne possède ni portée, ni palier. La variance de la fonction n'est pas définie et elle n'est donc pas stationnaire du second ordre ;
- Arnaud et Emery (2000, p.126) affirment que le variogramme expérimental n'est pas fiable pour des distances supérieures à la moitié du diamètre du champ D.

### 5.2.2 Modélisation du variogramme

Le variogramme expérimental n'est pas défini partout, notamment aux distances  $h$  pour lesquelles il n'existe pas de paire de points de mesures. Ainsi lui est-il ajusté une fonction mathématique appelée modèle de variogramme. Goovaerts, P, 1997 recommande d'utiliser des modèles éprouvés ou des modèles construit à partir de modèles éprouvés. Les types de modèles courants sont :

$$- \text{ Linéaire : } \gamma(h) = \begin{cases} C_0 + \frac{C}{a}h & \text{pour } a \geq h \geq 0 \\ C_0 + C & \text{pour } h > a \end{cases} \quad (5.5)$$

$$- \text{ Sphérique : } \gamma(h) = \begin{cases} C_0 + C \left( \frac{3h}{2a} - \frac{h^3}{2a^3} \right) & \text{pour } a \geq h \geq 0 \\ C_0 + C & \text{pour } h > a \end{cases} \quad (5.6)$$

$$- \text{ Gaussien : } \gamma(h) = C_0 + C \left( 1 - \exp\left(-\frac{3h^2}{a^2}\right) \right) \quad (5.7)$$

$$- \text{ Exponentiel : } \gamma(h) = C_0 + C \left( 1 - \exp\left(-\frac{3h}{a}\right) \right) \quad (5.8)$$

### 5.2.3 Validation croisée

Une pratique intéressante pour valider le modèle de variogramme et consiste à effectuer une validation croisée. Le principe est d'éliminer à tour de rôle chaque observation et de l'estimer à l'aide de ses voisins. En chaque point, on obtient donc une valeur vraie et une valeur estimée que l'on peut comparer pour déterminer si le modèle fournit des estimations se comportant comme prévu. Plus précisément, soit  $Z_i^*$  l'estimation obtenue par krigeage au point "i" (en enlevant la valeur observée  $Z_i$ ) ainsi que la variance de krigeage  $\sigma_{ki}^2$ . On peut définir un résidu  $e_i = Z_i - Z_i^*$  et un résidu normalisé  $n_i = e_i / \sigma_{ki}$ . Un modèle et adéquat devraient fournir : la distribution des erreurs standardisées est gaussienne avec une moyenne des erreurs standardisées (MES) proche de zéro et une variance des erreurs standardisées (VES) égale à l'unité.

### 5.2.4 Isotropie et anisotropie

Le variogramme ne dépend que de  $h$ , c'est-à-dire le vecteur de déplacement entre les points  $s$  et  $s+h$ . Ce vecteur contient de l'information sur la distance entre ces deux points, par l'intermédiaire de sa norme, ainsi que sur l'orientation de  $h$ . Si le variogramme ne dépend en fait que de la norme de  $h$ , il est dit isotrope. S'il dépend aussi de la direction ( $\theta$ ) du vecteur de translation, il est dit anisotrope. Rappelons que la norme euclidienne d'un vecteur :

$$h = (s_i, s_j) \text{ est } |h| = \sqrt{s_i^2 + s_j^2} \quad (5.9)$$

Bien qu'il existe une très grande variété d'anisotropie, la plupart des ouvrages de géostatistique montrent uniquement comment modéliser les anisotropies géométriques. Les caractéristiques de l'anisotropie géométrique sont :



- Les variogrammes des différentes directions ont le même palier et même effet pépité mais des portées différentes.
- Les portées maximales et minimales s'observent selon deux directions orthogonales.

### 5.2.5 Cas multivarié (variogrammes croisés)

Un des avantages des méthodes géostatistique était de pouvoir inclure dans le modèle d'interpolation des variables auxiliaires qui apportent de l'information sur la variable cible. Pour décrire la structure de dépendance entre la variable cible et les covariables, il convient de calculer le variogramme croisé. Soit  $Z_p$  la variable principale et  $Z_q$  la variable secondaire, alors :

$$\widetilde{\gamma}_{pq}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_1^{N(h)} [Z_p(s_i) - Z_p(s_i + h)][Z_q(s_i) - Z_q(s_i + h)] \quad (5.10)$$

L'analyse du variogramme croisé se fait de la même façon que celle du variogramme simple. C'est-à-dire que l'on relève ses propriétés (effet de pépité, palier, porté, amplitude) et on y ajuste une fonction.

### 5.2.6 Krigeage

Le krigeage et le cokrigeage sont l'une des techniques de géostatistique d'estimation locale. Nous cherchons à estimer la valeur d'une variable régionalisée  $z$  (b Montana) en un point  $s_0$  quelconque du champ à partir des mesures observées  $z(s_i)$ ,  $i=1, \dots, n$  ( $n$  : nombre de points observés). Le krigeage est un interpolateur exact et optimal, la valeur estimée sur un point de mesure est égale à la valeur du point de mesure, il minimise la variance sur l'erreur d'estimation (Laborde, 2000). Il existe trois types de krigeage: le krigeage simple, le krigeage ordinaire et le krigeage universel. Il est possible d'améliorer les estimations obtenues par krigeage en ajoutant à la variable à estimer, l'information fournie par d'autres variables (variables secondaires ou auxiliaires).

Dans notre cas d'étude, le cokrigeage collocalisé est appliqué (CoK C). C'est un cas particulier de cokrigeage, où une variable secondaire est employée, disponible dans tous les endroits de prévision pour estimer une variable sous-prélevée primaire. Plusieurs travaux ont été faits dans ce contexte, cette approche est également employée pour tracer la matière organique dans le sol (Pei et autres, 2010), les précipitations ou la température au-dessus d'un territoire (Goovaerts, 1999; Hudson et Wackernagel, 1994), données de radiométrie du sol (Atkinson et autres, 1992), estimant des variables environnementales telles que des polluants des nappes phréatiques (Desbarats et autres, 2002; Guastaldi et Del Frate, 2012 ; Hoeksema et autres, 1989). Le fond théorique de l'interpolation de cokrigeage collocalisé est décrit dans ce qui suit.

Le Cokrigeage collocalisé est une méthode d'interpolation employée couramment en appliquant un modèle linéaire de corrégionalisation (MLC) entre une variable  $Z_1(x)$  sous-prélevé primaire et une variable  $Z_2(x)$  largement connue à tous les nœuds de la grille (Goovaerts, 1997). Xu et autres (1992) donnent une définition de voisinage dans laquelle ils utilisent  $Z_2(x)$  seulement en  $x_0$ , là où  $Z_1(x)$  est connu, l'ensemble des autres points reçoivent un poids nul et n'apparaissent pas. Ils ont formulé le CoK C en tant que cokrigeage simple lié à la structure de covariance.

$$\rho_{12}(h) = \rho_{12}(0)\rho_{11}(h) \quad (5.11)$$

Là où  $\rho_{11}(h)$  est le corrélogramme de la variable primaire  $Z_1(h)$  et  $\rho_{12}(h)$  est le corrélogramme croisé, qui mesure la corrélation spatiale entre la variable ( $Z_1$ ) primaire et la variable secondaire ( $Z_2$ ) des données à une distance  $h$ .

On suppose que les valeurs de la variable ( $Z_1$ ) et ( $Z_2$ ) sont indépendantes dans la localisation  $x_0$ . La fonction de covariance croisée est proportionnelle à la structure de covariance de la variable primaire (Almeida et Journel, 1994 ; Xu et autres, 1992). Donc, l'estimateur  $Z_{1CoK C}^{**}$  de CoK C à la position  $x_0$  dépend avec la régression linéaire de la variable primaire  $Z_1$  et le krigeage simple de la variance  $Z_{SK}^2$  (Chiles et Delfiner, 1999)

$$Z_{1CoK C}^{**}(x_0) = \frac{(1-\rho^2)Z_1^*(x_0) + \sigma_{SK}^2 \rho Z_2(x_0)}{(1-\rho^2) + \rho^2 \sigma_{SK}^2} \quad (5.12)$$

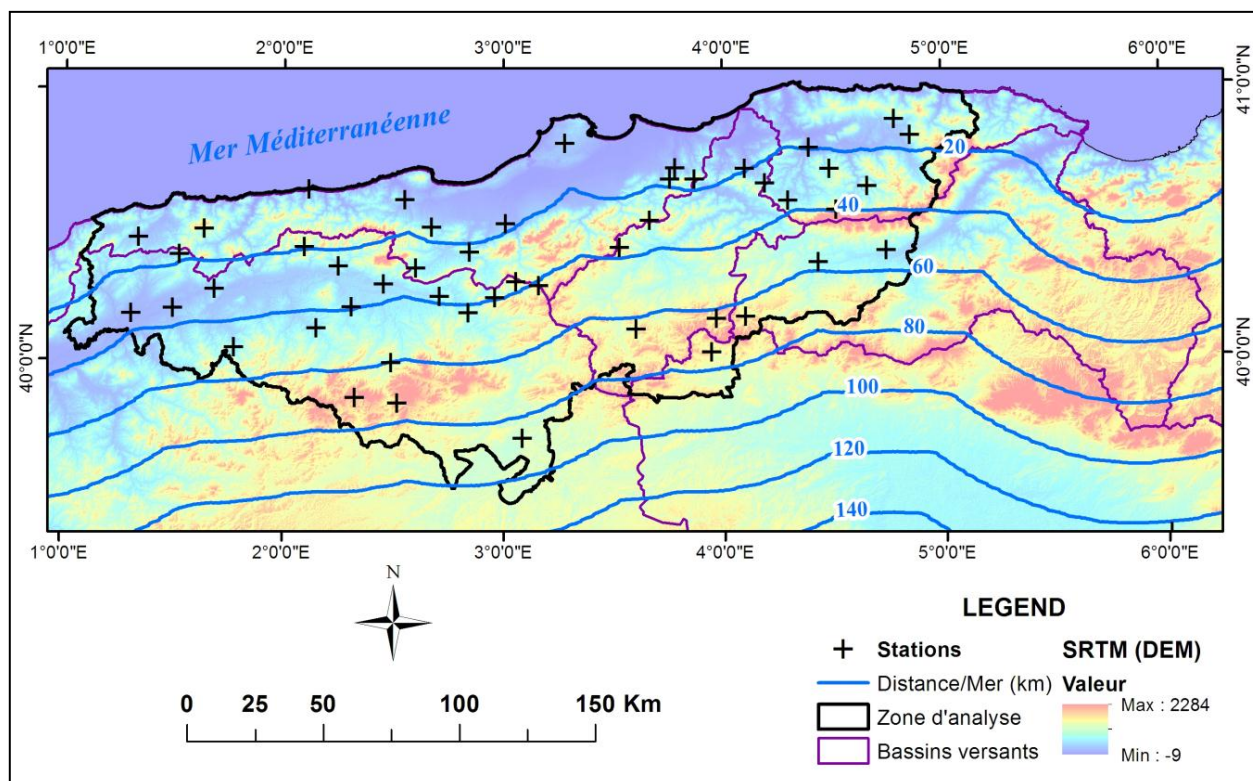
Où,  $Z_1^*$  c'est le krigeage de la variable  $Z_1$  dans la position  $x_0$ , l'exactitude de CoK C est donné par :

$$Z_{CoK C}^2 = \sigma_{SK}^2 \frac{(1-\rho^2)}{(1-\rho^2) + \rho^2 \sigma_{SK}^2} \quad (2.13)$$

### 5.3 Application de l'approche géostatistique

Après avoir décrit les fondements mathématiques des méthodes d'interpolation spatiale, nous nous efforçons, dans ce chapitre, à les appliquer sur notre cas concret.

Le but final de ce travail est d'établir une carte de l'exposant climatique (b Montana) que nous l'avons considérée en tant que variable primaire. Pour procéder à la cartographie de ce paramètre nous avons également utilisé deux données géographiques auxiliaires parfaitement connues dans notre région d'étude pour améliorer le résultat d'interpolation. Il s'agit de modèle d'élévation digitalisé (DEM) recueilli par SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) avec une résolution spatiale de 30 mètres, cette variable est retenue en raison de la faible densité du réseau de mesure et notamment dans les zones montagneuses, et la distance par rapport à la mer méditerranéenne avec la même résolution spatiale que celle de DEM, ce choix de cette deuxième variable reviens à la variabilité spatiale des précipitations toute en déplaçant dans la direction Nord-Sud, voir figure 5.2.



**Figure 5.2 :** Variables auxiliaires de la cartographie

Le tableau 5.1 présente les caractéristiques statistiques descriptives des deux variables auxiliaires.

**Tableau 5.1 :** Paramètres statistiques descriptives des variables auxiliaires

Variables auxiliaires	DEM (m)	Distance/ Mer (km)
Minimum	1	2
Maximum	2169	154.26
Moyenne	661.72	66.2
Médiane	609	33.8
Ecart Type	315.3	38.49
Coefficient de variation	0.48	0.58
Coefficient d'asymétrie	0.537	0.986

Les variables auxiliaires sont corrélées positivement avec la variable primaire et entre eux. Le plus fort coefficient de corrélation ( $r = 0.601$ ) est remarqué entre la distance/mer et la variable primaire (b Montana), ce qui indique une forte dépendance entre les variables. Voir le tableau 5.2.

**Tableau 5.2 :** Matrice de corrélation entre les variables

Matrice de corrélation	b(Montana)	DEM	Distance/mer
b(Montana)	1	0.358	0.601
DEM	0.358	1	0.492
Distance/mer	0.601	0.492	1

**5.3.1 Modèle linéaire de corrégionalisation (MLC)**

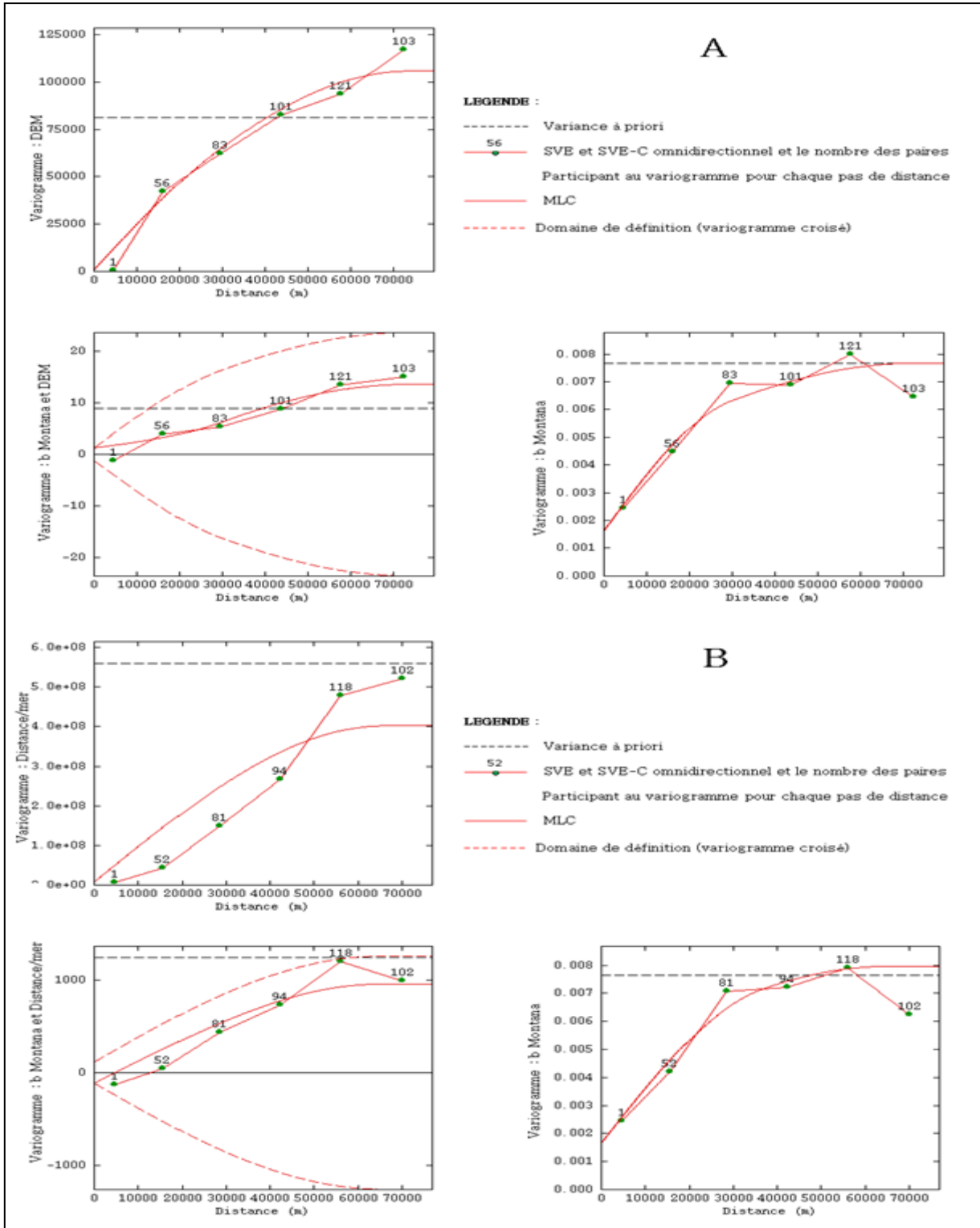
Pour étudier plus précisément la structure spatiale de la variable d'intérêt. C'est l'analyse variographique qui va y répondre. Les semi-variogrammes expérimentaux omnidirectionnels (SVE direct, SVE Croisé) sont calculés avec 06 pas de 14500 m et 14000 m respectivement pour les groupes de variables (DEM-b Montana et Distance/mer-b Montana). En raison du comportement directionnel erratique des SVE, ils sont calculés dans le cas d'isotropie. Le tableau 5.3 illustre, numéro et type de la structure, la portée en mètre, les matrices des paramètres des modèles linéaires de corrégionalisation (MLC) adaptés à ces variogrammes expérimentaux de chaque groupe (valeurs de modèle pour SVE direct en cellules diagonales et valeurs de modèle pour SVE Croisé dans les cellules gauches inférieures de chaque matrice) et la validation croisée pour vérifier la robustesse des modèles.

**Tableau 5.3 : Paramètres de modélisation (MLC)**

Groupe de variables	Numéro et Type de structure		Portée (m)	Matrice de MLC		Validation croisée	
						MES	VES
<b>b (Montana) et DEM</b>	1	Effet de pépîte	-	0.001622		0.02354	1.05
				1.219	916		
	2	Modèle Sphérique	30000	0.002768			
				-5.034	9154		
	3	Modèle Sphérique	56320	0.0001961			
				0.1718	150.5		
	4	Modèle Sphérique	73160	0.003096			
				17.19	9.541*10 <sup>4</sup>		
<b>b(Montana) et distance/mer</b>	1	Effet de pépîte	-	0.001657		0.01329	0.98
				-114.3	7.883*10 <sup>6</sup>		
	2	Modèle Sphérique	36840	0.002929			
				-37.18	7.42*10 <sup>5</sup>		
	3	Modèle Sphérique	63000	0.002307			
				609.2	1.601*10 <sup>8</sup>		
	4	Modèle Sphérique	68200	0.001076			
				501.2	2.0334*10 <sup>8</sup>		

Le résultat montre une variabilité sphérique bien structurée pour tous les groupes de variables avec une discontinuité à l'origine ou effet de pépîte qui signale une irrégularité de la variable régionalisée. Il y a absence de corrélation entre les valeurs prises en deux sites très proches, voir Figure 5.3. D'après (Cressie, 1993), la validation croisée doit être réalisée avant d'entreprendre le krigeage. Elle fournit des critères statistiques de sélection dans le choix d'un modèle de variogramme. Elle consiste à éliminer temporairement un point de l'ensemble des données puis à

estimer sa valeur par krigeage à l'aide des données restantes et du modèle de variogramme qui a été ajusté. Cette opération est répétée pour tous les points. Le résultat montre que la distribution des erreurs standardisées est gaussienne avec une moyenne des erreurs standardisées (MES) égale à zéro et une variance des erreurs standardisées (VES) proche de l'unité, ce qui implique que les modèles retenus sont robustes et de bonne qualité.



**Figure 5.3 :** Modèles linéaires de corrégionalisation omnidirectionnels adaptés aux SVE direct, SVE croisé. A) b Montana - DEM; B) b Montana - Distance/mer.

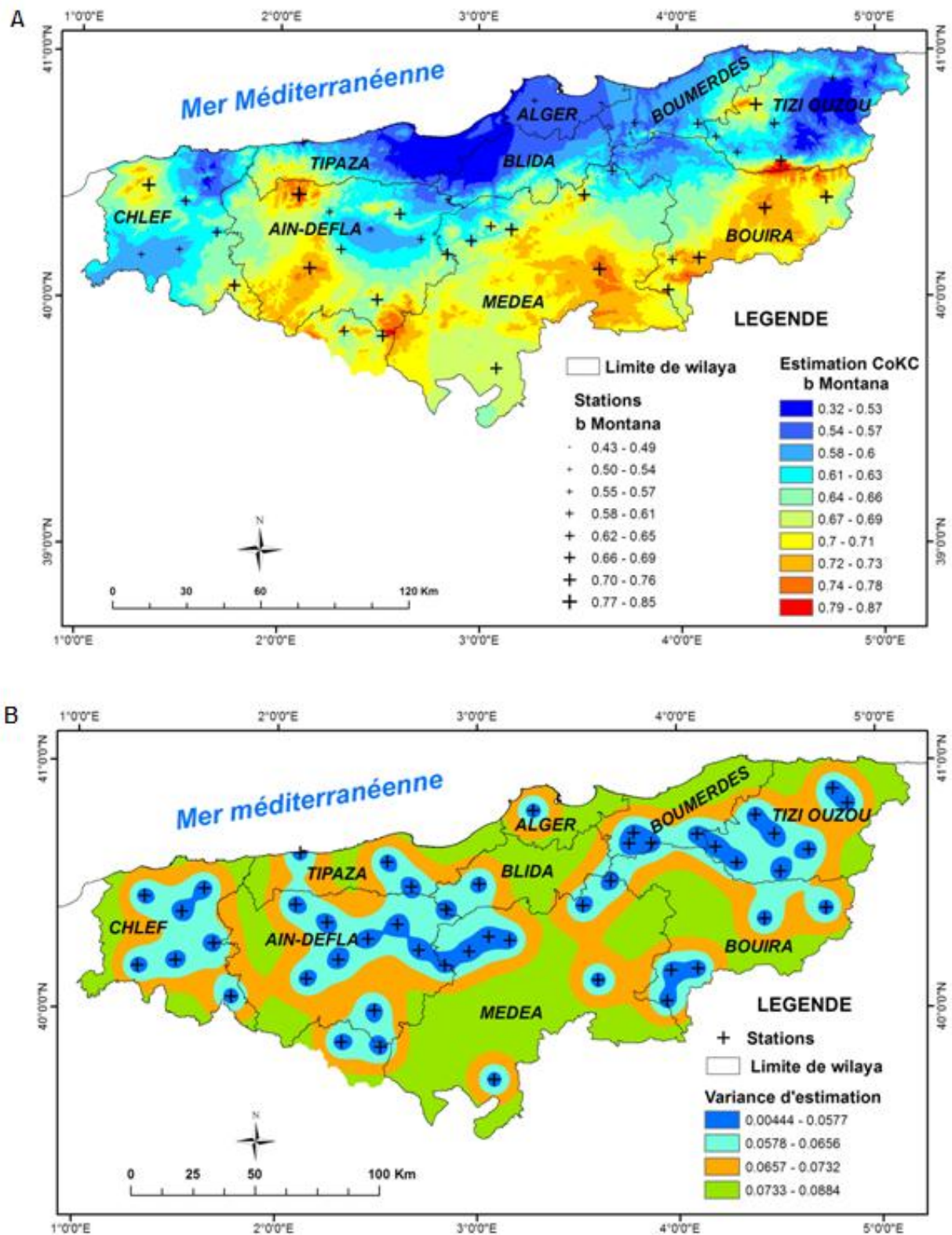
### 5.3.2 Estimation par Cokrigage collocalisé (CoK C)

L'étape de l'estimation par cokrigage collocalisé est relativement rapide si l'étude variographique a été correctement menée. Il ne s'agit ici que de définir une grille d'estimation et un voisinage de krigeage. L'estimation peut alors être entièrement automatisée. Nous avons choisi la même grille que celle proposée par SRTM pour représenter le MNT. C'est une grille régulière de points espacés d'une distance de 30 mètres. Au regard de l'échelle de la zone d'analyse, voir la figure 2.1 ( $\approx 95400 \text{ Km}^2$ ), le degré de détail de cette grille est élevé.

Le choix du voisinage de krigeage est un peu plus délicat. Le nombre de points inclus dans le voisinage doit être assez grand pour une estimation de précision. Il dépend également de la continuité spatiale de la variable régionalisée. Les modèles variographiques doivent être acceptables à l'échelle de ce voisinage. C'est-à-dire qu'il existe une dépendance spatiale. On pourra tester plusieurs tailles de voisinage par validation croisée et choisir celle qui donne les meilleurs résultats. Dans le cas présent nous avons retenu un voisinage de krigeage d'un rayon de 30 Km. C'est entre les portées des variogrammes omnidirectionnels retenus. Les principes de base sont les mêmes que ceux du krigeage. On veut former une estimation linéaire de la variable principale à partir d'observations de la variable principale et des variables secondaires (DEM, Distance/mer)

Enfin, le choix du cokrigage collocalisé. Comme nous l'avons relaté, il ne nécessite pas la connaissance de l'espérance de la variable régionalisée. Au lieu de l'estimer, il est souvent préférable de la considérer comme inconnue car elle peut varier d'une zone à l'autre de la zone d'étude. Toutefois, nous rappelons qu'il faut qu'elle reste constante dans le voisinage de krigeage. La figure suivante 5.4 montre l'estimation de b Montana et la variance de l'estimation pour le groupe des variables (b Montana – DEM).



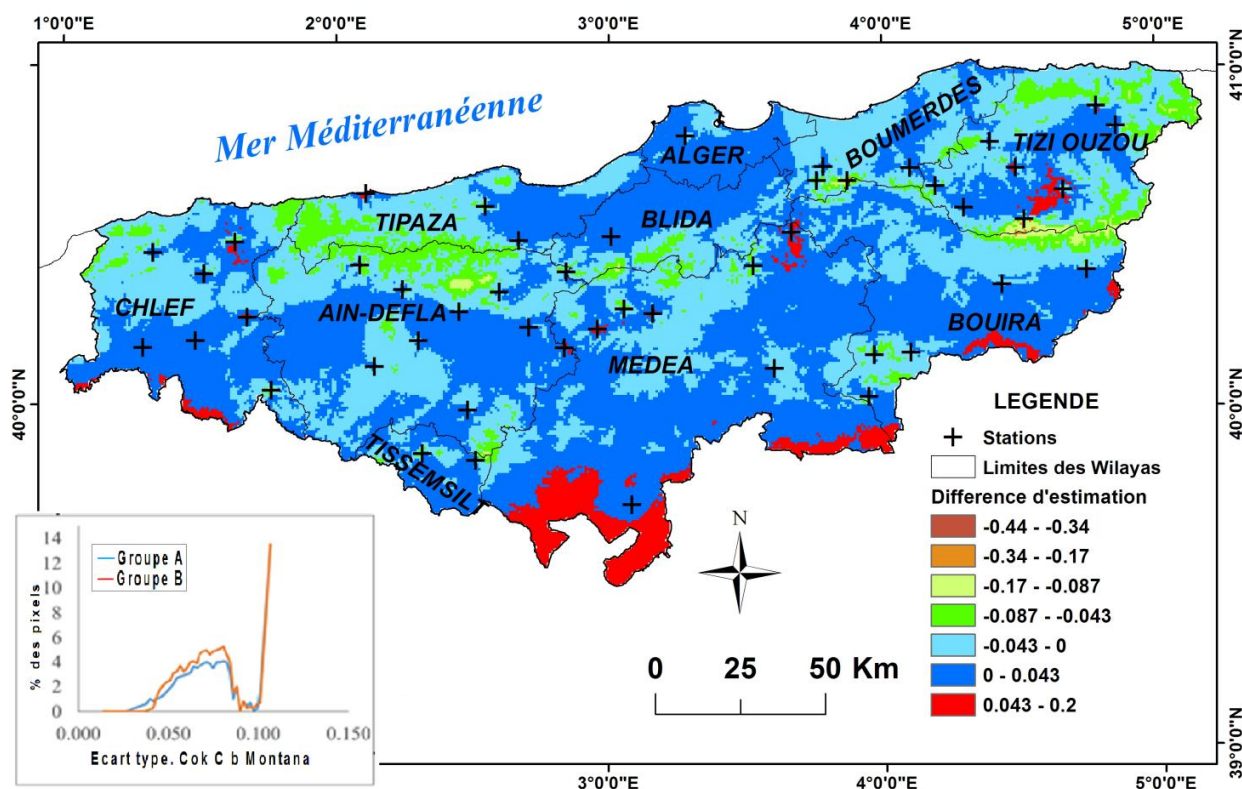


**Figure 5.4 :** Estimation de groupe A (b Montana – DEM).  
 A) Carte d'estimation b Montana, B) Carte de la variance d'estimation.

Dans un but de connaître et choisir la bonne estimation entre les deux groupes (A, B), une comparaison a été envisagée et les mêmes procédures sont suivies pour le groupe B. En termes de méthodologie, le modèle B devrait être maintenu, malheureusement les valeurs des résultats sont grandes et surestimées comparant avec modèle A, la où variabilité de la pluie est bien définie.

D'ailleurs, le résultat (figure 5.3. A) montre une proportionnalité élevée entre l'altitude des stations (DEM) et la variable cible b Montana, cet appuie a un rapport proportionnel avec la variation des précipitations. Il vari entre 0.32 et 0.6 pour les altitudes de régions qui en général ne dépasse pas 500 m, et qui sont caractérisés par des faibles précipitations moyennes, il dépasse 0.6 dans le cas contraire, où les précipitations sont importants.

La moyenne des erreurs entre l'estimation des deux modèles (A et B) et les valeurs du b Montana tirées des IDF au niveau de la station (c.-à-d. au niveau local), prouve qu'auprès de DEM, la moyenne est égale 0.08 (près de zéro), tandis que pour le modèle B, elle est égale 5.5. Ceci renforce notre choix du facteur physique où morphologique (DEM) en tant que la meilleure variable auxiliaire dans le modèle linéaire de corrégionalisation établi avec la variable primaire de b Montana, il semble à la réalité. La figure 5.5 montre la carte de la différence d'estimation de b Montana entre les deux groupes des variables (b Montana - DEM / b Montana - distance/mer).



**Figure 5.5 :** Carte de la différence d'estimation, b Montana - DEM et b Montana - Distance/mer

La figure précédente montre que la différence entre les estimations de CoK C de b Montana est de l'ordre de 4% pour la plupart des wilayas et qui se coïncide avec les plaines, cependant qu'elle est de l'ordre de 8% jusqu'à 40% au niveau des hauts plateaux et les chaînes montagneuses des wilayas Médéa, Tizi Ouzou, Bouira, Boumerdes et Ain-Defla. En particulier, les zones méridionales montrent des valeurs de différences positives élevées que dans la partie nord. Les valeurs aberrantes des différences sont situées en quelques pixels seulement, ce qui n'affecte pas les résultats. De plus, le modèle linéaire de corrégionalisation ajusté sur les variables du groupe A, montre un meilleur ajustement que celui du groupe B.



En fait, vu la moyenne des erreurs standardisées (MES) et la variance des erreurs standardisées (VES), les valeurs du groupe A sont plus proches des valeurs théoriques. Cette comparaison des paramètres statistiques est également confirmée en comparant les distributions de fréquence des écarts-types CoK C calculés au moyen de deux modèles (histogrammes sur la figure 5.4). En effet, les erreurs de prédiction générées par l'interpolation CoK C des variables du groupe A sont généralement inférieures à celles du groupe B, confirmant la meilleure performance de modèle du groupe A. Toutes ces caractéristiques conduisent à choisir le DEM comme variable auxiliaire d'interpolation du paramètre climatique b Montana, ce qui signifie que le modèle A donne une régionalisation nettement meilleure du paramètre climatique étudié

### **Conclusion**

Dans ce chapitre, la méthode multivariable a été utilisée pour l'interpolation des données (b Montana), il s'agit de cokrigeage collocalisé (CoK C), précédée par l'estimation d'une fonction variographique. C'est cette fonction qui va tenir compte à la fois de la géométrie des données, des caractéristiques de la régionalisation et de la précision de l'estimation. Il est donc important de souligner que la qualité de l'estimation et l'appréciation de sa précision reposent sur le modèle variographique utilisé. La recherche d'un modèle convenable est assez délicate et nécessite une certaine expérience ou de nombreux essais. C'est une procédure qui ne peut être automatisée. Elle nécessite également les connaissances sur le terrain pour valider la véracité du phénomène observé (régularité spatiale, variabilité à courtes distances et anisotropie). Il doit par conséquent, être le plus cohérent possible avec ce qui a été observé. Le résultat montre que cette approche donne des bons modèles linéaires de corrégionalisation bien structurés aux semi-variogrammes expérimentaux omnidirectionnels retenus, et leurs qualités sont vérifiées par le biais de la validation croisée. Les deux modèles sont de bonne qualité, en raison que la moyenne des erreurs standardisées (MES) est environ de zéro et la variance est proche de l'unité. La différence de l'estimation de CoK C est clairement visible entre les deux groupes de variables aux niveaux des régions montagneuses et les hauts plateaux, la où variabilité de la pluie est bien définie par le groupe A des variables et par conséquent l'évaluation de débit sera plus exacte, c'est la raison pour laquelle que l'estimation avec le modèle A est retenue malgré que en termes de méthodologie, le modèle B devrait être tenu.

# CONCLUSION GENERALE

---

## CONCLUSION GENERALE

Dans cette étude, nous avons établi la carte de l'exposant climatique dans le centre de l'Algérie, montrant la robustesse de l'interpolation multivariable basée sur la combinaison de données entre (b Montana) ressortit de la modélisation des IDF et de l'information préexistence (DEM, distance par rapport à la mer) connue par tous dans notre zone d'étude. Nous récapitulons les principaux résultats atteints dans cette étude.

Différentes séries de la précipitation sont utilisées et mis à disposition par l'ANRH. Il s'agit des enregistrements pluviométriques et pluviographiques. Ces derniers sont tachés des erreurs qui sont diverses ; systématiques ou accidentelles, ce qui implique que leurs utilisation requiert une grande attention. La qualité des données pluviométriques quant à leur homogénéité est vérifiée par un test non paramétrique (test de Mood). Celle-ci a servi à la validation des séries de l'enregistrement pluviographiques. Les seuils de rejet fixés de cette validation sont définis d'une façon que les erreurs relatives admissibles entre ces deux derniers ne dépassent pas 5.5%. De cette condition, des années sont retirées des séries pluviographiques et ont été déclarées hétérogènes au sens des maxima annuels.

L'établissement des courbes IDF adoptée pour cette étude faisant appel à la méthode classique basée sur des séries maxima annuelles (SMA) et des séries des durées partielles (SDP). Elle consiste à trouver les quantiles à partir d'un ajustement d'une loi de distribution théorique, où l'adéquation est vérifiée par le test de  $\chi^2$  ou de Pearson pour un seuil de signification de 95%. L'utilisation des ces deux approches nécessite que les valeurs des séries doivent assurer le critère de l'indépendance, pour les SMA l'indépendance est garantie, du fait de la structure même de la série (série constituée d'une seule valeur par année), il ne peut a priori exister de dépendance entre deux valeurs successives, par contre l'indépendance des SDP doit systématiquement faire l'objet d'un contrôle. Les résultats des ajustements montrent que les séries (SMA) s'ajustent bien aux lois de Gumbel et Lognormale, alors que les séries (SDP) s'ajustent à la loi Exponentielle. Confirmant ainsi les récents travaux faits dans le contexte des changements climatiques de ces dernières années, l'hypothèse que les séries SMA s'ajustent qu'à la loi de Gumbel n'est pas puissante.

La modélisation mathématique des courbes IDF a permis de déterminer l'exposant climatique de chaque station, par la recherche d'un modèle régressif entre l'intensité moyenne maximale et la durée de l'intervalle de référence. Le résultat montre que le modèle de puissance a donné la meilleure relation au vu du coefficient de détermination  $R^2$  qui est plus de 90%, ainsi l'exposant climatique (b) est déterminé directement des modèles obtenus. Ce paramètre ne change pas avec la période de retour, c'est une caractéristique propre à la station.

Afin de pouvoir choisir la meilleure approche des IDF dérivée des séries (SMA ou SDP) et définir l'exposant climatique final pour chaque station, il faut calculer la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes (root mean square error, rRMSE). C'est une des façons les plus

couramment utilisées pour faire ce genre de vérification, le résultat est de l'ordre de 7.06 %, cela veut dire que les deux approches se ressemblent et donnent les mêmes résultats. Le choix final retenu est l'estimation à partir des séries SMA, en raison que les échantillons sont facilement déductibles de la série de durée complète et sa simplicité de mise en œuvre pour le cartographe par la suite dans notre zone d'étude.

Le but final de ce travail est de présenter une carte de l'exposant climatique (b Montana) dans le nord centre de l'Algérie que nous l'avons considérée en tant que variable primaire et comprendre comment se répartisse dans l'espace. Pour procéder à la cartographie de ce paramètre, nous avons également utilisé deux données géographiques auxiliaires parfaitement connues dans notre région d'étude à savoir le (DEM et la distance/mer) qui apportent de l'information sur la variable cible et améliorent le résultat d'interpolation, c'est un des avantages des méthodes géostatistiques.

La méthode multivariable a été utilisée pour l'interpolation des données, précédée par une analyse variographique, il s'agit de cokrigage collocalisé (CoK C), c'est un cas spécial de cokrigage, cette approche donne des modèles linéaires de corrégalisation bien structurés aux semi-variogrammes expérimentaux omnidirectionnels retenus. La qualité des modèles est vérifiée par le biais de la validation croisée, en raison que la moyenne des erreurs standardisées (MES) est environ de zéro et la variance est proche de l'unité, les deux modèles retenus sont de bonne qualité. Il est donc important de souligner que la qualité de l'estimation et l'appréciation de sa précision reposent sur le modèle variographique utilisé. Après avoir défini une grille d'estimation et un voisinage de krigage de façon que les modèles variographiques doivent être acceptables à l'échelle de ce voisinage. L'estimation est alors être entièrement automatisée. Nous avons choisi une grille régulière de points espacés d'une distance de 30 mètres que celle proposée par SRTM pour représenter le MNT pour les deux modèles ou les groupes des variables.

Dans un but de connaître et choisir la bonne estimation de CoK C entre les deux groupes (A, B), une comparaison a été envisagée. Il en ressort que la différence est nettement appréciable aux niveaux des régions montagneuses et les hauts plateaux, il est remarqué une proportionnalité élevée entre l'altitude des stations (DEM) et la variable cible b Montana. Cet appui a un rapport proportionnel avec la variation des précipitations. En terme de méthodologie, le modèle B devrait être maintenu, malheureusement les valeurs des résultats sont grandes et surestimées comparant avec le modèle A. D'ailleurs, la moyenne des erreurs entre l'estimation des deux modèles (A et B) et les valeurs du b Montana tirées des IDF au niveau local est faible auprès de modèle A qu'auprès de modèle B, ce résultat soutient notre choix du facteur physique (DEM) en tant que la meilleure variable auxiliaire pour l'estimation de la variable primaire de b Montana.

Du fait des changements climatiques observés ces dernières années, le nord Algérien est sensible aux inondations dues aux fortes pluies. De ce fait, une étude géostatistique approfondie des événements extrêmes liés et conditionnés par le facteur physique est nécessaire. Dans le contexte Algérien, compte tenu du manque d'information et de l'insuffisance des données dans cette zone d'étude, l'approche adoptée reste plausible, et pourrait être adoptée dans les futurs développements.

La carte de ce paramètre reste un outil exploitable pour les décideurs entreprenant le dimensionnement des réseaux d'assainissement, de plus, elle représente la mise à jour continue des informations concernant le climat et les ressources en eau.

En raison de ses aspects pratiques, ce travail constitue une approche méthodologique raisonnable conduisant à de meilleures performances en ce qui concerne les méthodes d'analyse actuelles du changement climatique.

En finalité, Il sera intéressant, d'étudier et identifier au mieux la répartition spatiale de l'exposant climatique sur tout le nord Algérien avec la conjugaison de plusieurs variables auxiliaires en même temps. Une seule modélisation du système est fortement recommandée, elle constitue un axe de recherche très motivant. Malheureusement les données en notre possession ne sont pas assez détaillées pour profiter de cette piste de recherche.

.

**REFERENCES**  
**BIBLIOGRAPHIQUES**

---

**Références bibliographiques.**

- Allard, D., 2012. *Statistiques spatiales : introduction à la géostatistique*. Master Biostatistique. Université Montpellier I, II.
- ANRH., 2014. *Données pluviométriques et pluviographiques*. ANRH, Algérie.
- Arnaud, M., Emery, X., 2000. *Estimation et interpolation spatiale*. Hermes Science Publications, Paris.
- Astite, W., Belabid, N., Medjerab, A., 2012. *Cartographie des zones inondables à l'aide d'une modélisation hydraulique. Cas de Oued El Harrach, Alger*. Université Houari Boumediene. First International Colloquium REZAS'12. Morocco. ISSN: 2107-6502.
- Bara, M., Kohnov, S., Gaal, L., Hlavcov, K., Szolgay, J., 2009. *Estimation of IDF curves of extreme rainfall by simple scaling in Slovakia*. Slovak University of Technology, Radlinského 11, 813 68 Bratislava, Slovak Republic. Contributions to Geophysics and Geodesy Vol.39/3,2009(187–206).
- Barco, J, N., 2006. *Incertitude d'estimation des pluies extrêmes du pourtour méditerranéen : illustration par les données de Marseille*. Science d'hydrologie N : 51(3), 389-405.
- Benkhaled, A., 2010. *Distributions Statistiques Des Pluies Maximales Annuelles Dans la Région Du Cheliff Comparaison Des Techniques Et Des Résultats*. Laboratoire de Recherche en Hydraulique Souterraine et de Surface (LARHYSS) Département d'Hydraulique, Faculté des Sciences et des Sciences de l'Ingénieur Université de Biskra, Biskra, Algérie. Courrier du Savoir- N°08, pp.83-91.
- Ben-zvi, A., 2009. *Rainfall intensity-duration-frequency relationships derived from large partial duration series*. Journal of Hydrology 367-104-114.
- Bertrand - Krajewski, J, L, (2007). *Cours d'Hydrologie Urbaine (Partie 2), La Pluie*, URGC Hydrologie Urbaine, INSA de Lyon, pp 4-20.
- Bouaichi, F. I., Touaibia B. Dernouni., 2006. *Approche méthodologique de calcul du débit pluvial en cas d'insuffisance de données. Cas de la région de Tipaza*, in: Proceedings AMHYFRIEND International Workshop Hydrological Extremes, Held in University of Calabria, Cosenza (Italy).
- Boukhelifa, M., 2011. *Contribution à la modélisation de la relation « pluie-débit » en absence de données hydrométriques : cas d'une zone urbaine (ville de Tipaza)*.
- Bouron, P., 2005. *Cartographie, lecture de carte*. École Nationale des Sciences Géographiques, Institut Géographique National.
- Chilès, J.-P., Delfiner, P., 1999. *Geostatistics: modeling spatial uncertainty, Probability and Statistics*. John Wiley and Sons, New York; Chichester.
- Chow, V., Maidment, D. and Mays, L., 1988. *Applied Hydrology*, 1 edition., McGraw-Hill Science/Engineering/Math, New York.

- Cressie, N.E., 1993. *Statistics for Spatial Data, revised edition*. ed. Wiley & Sons Inc., New York.
- Dagnellien, P., 1992. *Statistiques théorique et appliquée*, Tome 1. Presses agronomiques de Gembloux, Belgique.
- Deliang, C., Hans Weiteng, C., 2013. *Using the Köppen classification to quantify climate variation and change: An example for 1901–2010*. Environmental Development 6 (2013) 69–79.
- Desbarats, A.J., Logan, C.E., Hinton, M.J., Sharpe, D.R., 2002. *On the kriging of water table elevations using collateral information from a digital elevation model*. Journal of Hydrology 255, 25–38.
- Feki, M., 2009. *Variabilité spatio-temporelle des précipitations dans l'extrême Nord de la Tunisie*. Institut supérieur des Sciences humaines de Jendouba, Av. de l'UMA, 8189 Jendouba, Tunisie, Geographia Technica. Numéro spécial, 2009.
- Goovaerts, P., 1997. *Geostatistics for natural resources evaluation, Applied geostatistics series*. Oxford University Press, New York ; Oxford.
- Goovaerts, P., 1999. *Using elevation to aid the geostatistical mapping of rainfall erosivity*. Catena 34, 227–242.
- Guastaldi, E., Baldoncini, M., Bezzon, G., Broggin, C., Buso, G., Caciolli, A., Carmignani, L., Callegari, I., Colonna, T., Dule, K., Fiorentini, G., KaÅšeli Xhixha, M., Mantovani, F., Massa, G., Menegazzo, R., Mou, L., Rossi Alvarez, C., Strati, V., Xhixha, G., Zanon, A., 2013. *A multivariate spatial interpolation of airborne gamma-ray data using the geological constraints*. Remote Sensing of Environment 137, 1–11.
- Guastaldi, E., Del Frate, A.A., 2012. *Risk analysis for remediation of contaminated sites: the geostatistical approach*. Environmental Earth Sciences, 65 (3), 897-916.
- Guillot, G., 2004. *Introduction à la géostatistique*. Institut National Agronomique de Paris-Grignon.
- Hoeksema, R.J., Clapp, R.B., Thomas, A.L., Hunley, A.E., Farrow, N.D., Dearstone, K.C., 1989. *Cokriging model for estimation of water table elevation*. Water Resour. Res. 25, 429–438.
- Hubert, P et Bendjoudi, H., 1995. *Indépendance d'échelle de la distribution statistique des précipitations extrêmes*. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France.
- Hudson, G., Wackernagel, H., 1994. *Mapping temperature using kriging with external drift: theory and an example from Scotland*. International Journal of Climatology 14, 77–91.
- IMPLIT., 2007. *Impact des événements extrêmes (tempêtes et surcotes) liés au Changement Climatique sur les hydro-systèmes du littoral méditerranéen français, 2007*. Rapport intermédiaire (juillet 2007), GICC intermédiaire 2.



- Jégou, L., Buosi, J., 2007. *Initiation à la cartographie automatique*. Département de Géographie et Aménagement. Institut Daniel Faucher.
- Joly, F., 1990. *Pour une cartographie de l'érosion*. Soil Technology. Vol. 3, p.209-220. Cremlingen.
- Journel, A.G., Huijbregts, C.J., 1978. *Mining Geostatistics*. Academic Press, San Diego, CA, USA.
- Kingumbia, A., Mailhot, A., 2010. *Courbes Intensité-Durée-fréquence (IDF): comparaison des estimateurs des durées partielles et des maximums annuels Québec*, Canada 162–176.
- Khelfi, M, A., 2012. *Etude comparative d'établissement des courbes Intensité-Durée-Fréquence dans différents étages bioclimatiques*. Thèse de magister. ENSH.
- Koutsoyiannis et al., 1998. *A mathematical framework for studying rainfall intensity- duration-frequency relationships*. Journal of hydrology 206(1998)118-135.
- Koutsoyiannis, D., 2004. *Statistics of extremes and estimation of extreme rainfall: II. Empirical investigation of long rainfall records*. Hydrological Sciences Journal, 49: 4, 1- 610.
- Laborde, J, P., 2000. *Eléments d'hydrologie De Surface*. L'Université de Nice - Sophia Antipolis, Edition Centre National de la Recherche Scientifique (C.N.R.S), pp 8-137.
- Lang, M., Ouarda, T.B.M.J., Bobée, B., 1999. *Towards operational guidelines for over-threshold modeling*. Journal of hydrology, 225 (1999) 103–117.
- Louamri, A., 2013. *Le bassin-versant de la seybouse (Algérie orientale): hydrologie et aménagement des eaux*. Thèse de doctorat en sciences. Université de Constantine 1.
- Madsen, H., Rosberg, D., 1993. *Application of the partial duration series approach in the analysis of extreme rainfalls*. Extreme Hydrological Events: Precipitation, Floods and Droughts (Proceedings of the Yokohama Symposium, July 1993). IAHS Pubf. no. 213, 1993.
- Maillard, A., 1972. *Informatique appliquée, Cartographie par ordinateur*. Cdl. O.R.S.T.O.M., s&r. Sci. Hum., vol. IX, no 2, 1972 : 231-246.
- Meylan, P., 2002. *Courbes intensité-durée-fréquence (IDF), Proposition d'un modèle global*. AIC Ingénieurs conseils SA, Lausanne, pp 1-9.
- Meylan, P et al., 1999. *Hydrologie fréquentielle*. Editions \*H\*G\*A\*, Bucarest.
- Mohd, Z, M., Mohd, Z, A., 2008. *Rainfall Intensity Duration Frequency (IDF), Analysis for the Asia Pacific Region*. Edited by: Trevor, M, D et Guillermo.
- Mohymont, B., Demarée, G.R., 2006. *Intensity-duration-frequency curves for precipitation at Yangambi, Congo, derived by means of various models of Montana type*. 239–253.

- Muller, A., 2006. *Comportement asymptotique de la distribution des pluies extrêmes en France*. Unité de recherche hydrologie- hydraulique, Université de Montpellier.
- Musy, A., Higy, C., 1998. *Hydrologie appliquée*. Editions \*H\*G\*A\*, Bucarest.
- Onibon, H et al, 2009. *Analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles au Québec*, Canada. Hydrological Sciences Journal, 49: 4, 1-735.
- Organisation Météorologique Mondiale., 1994. *Guide Des Pratiques Hydrologiques ; acquisition et traitement des données, analyses, prévision et autres applications*. Cinquième édition OMM N : 168.
- Pei, T., Qin, C.Z., Zhu, A.X., Yang, L., Luo, M., Li, B., Zhou, C., 2010. *Mapping soil organic matter using the topographic wetness index: A comparative study based on different flow-direction algorithms and kriging methods*. Ecological Indicators 10, 610–619.
- Plumejeaud, C et al., 2012. *Les données (zone, temporalités)*. Rapport GéoPeuple numéro L2.0-2.
- Poidevin, D., 2010. *Manuel de cartographie*. Edition ellipse. Artique, les roches, 37230 Fondettes.
- REZAS'12., Premier colloque international., 2012. *Ressources en eau dans les zones arides et semi arides*. Cas du continent Africain. Béni Mellal, Maroc.
- Réménieras, G., 1979. *Hydrologie de l'ingénieur*, Collection des études et recherches d'électricité de France. Eyrolles.
- Richman, M, B., 1986. *Rotation of principal components*, journal of climatology vol. 6,293-335 (1986). Climate and Meteorology, Section Illinois State Water Survey, Champaign, Illinois 61820-7407, U.S.A.
- Rivoirard, J., 2001. *Which Models for Collocated Cokriging?* Mathematical Geology,33(2), 117–131.
- Roche, P. A., J. Miquel, E. Gaume, 2012. *Hydrologie quantitative: Processus, modèles et aide à la décision*, Springer Paris, pp. 389.
- Rosbjerg, D et Madsen, H, 2004. *Advanced approaches in PDS/POT modelling of extreme hydrological events*, (Denmark). British Hydrological society.
- Siegel, S., Castellan, N.J.J., 1988. *Non parametric statistics for the behavioral sciences (2nd ed.)*. New York: McGraw-Hill.
- Stedinger, J., et al., 1985. *Frequency analysis of extreme events*. Water Resour. Res., Vol. 19, no. 2, pp. 503-510, 1983.
- Taibi, S., Meddi, M., Mahé, G., Assani, A., 2017. *Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall*, Theor. Appl. Climatol., 127(1–2), 241–257, doi:10.1007/s00704-015-1626-4.

- Touaibia, B., 2004. *Manuel pratique d'hydrologie*. Edition Madani. Blida. Algérie.
- Touazi, M., Bhiry, N., Laborde, J. P., Achour, A., 2007. *Régionalisation des débits moyens mensuels en Algérie du nord*. Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science. Volume 20, numéro 4, 2007, p. 409-424.
- Trevor, D., Ross, J., 2008. *International hydrological programme*. UNESCO Office, Jakarta.
- USGS (Ed.), 2004. *Shuttle Radar Topography Mission, 1 Arc Second scene SRTM\_GTOPO\_u30\_n040w020, Unfilled Unfinished 2.0, Global Land Cover Facility, University of Maryland, College Park, Maryland*.
- Van de Vyver, H et Demarée, G, R., 2010. *Construction of Intensity-Duration-Frequency (IDF) curves for precipitation at Lubumbashi, Congo, under the hypothesis of inadequate data*. Hydrological Sciences Journal J. 55(4), 555–564.
- Wackernagel, H., 2003. *Multivariate Geostatistics - An Introduction with Applications*. Springer, Berlin 387 pp.
- Webster, R., Oliver, M., 2001. *Geostatistics for natural environmental scientists*. Chichester:John Wiley & Sons, 0-471-96553-7.
- Willems, P., 2000. *Compound intensity/duration/frequency-relationships of extreme precipitation for two seasons and two storm types*. Journal of Hydrology 233 (2000), 189-205.
- Xu, W., Tran, T.T., Srivastava, R.M., Journel, A.G., 1992. *Integrating Seismic Data in Reservoir Modeling: The Collocated Cokriging Alternative, in: SPE Annual Technical Conference Exhibition*. 1992 Copyright 1992, Society of Petroleum Engineers Inc., Washington, D.C.
- Yadh, Z., Laborde, J. P., 2007. *Modélisation statistique et synthèse cartographique des précipitations journalières extrêmes de Tunisie*. Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science. Volume 20, numéro 4, 2007, p. 409-424.
- Yann, C., 2001. *Histoire de la cartographie*. Mémoire de fin d'étude. Equipe Epistémologie et histoire de la géographie (E.H.GO), Laboratoire Géographie-cités (CNRS, Université de Paris, I, Paris VII, 13 rue du Four, 75006 Paris. France.
- Yeung, H.Y., Man, C., Chan, S.T., Seed, A., 2014. *Development of an operational rainfall data quality-control scheme based on radar-raingauge co-kriging analysis*. Hydrological Sciences Journal, 7 1293–1307.
- Zanin. C., Trémélo, T, M., 2003. *Cartographie thématique, savoir faire une carte, aide à la conception d'une carte thématique univariée*, Ed. Belin, Coll. Sup Géographie, Paris.
- Zeroili, D., Bord, j, P., Ait Moussa, A., 2012. *L'apport des systèmes d'information géographique dans la gestion urbaine, Maroc*.