

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

Etude comparative des différentes méthodes pour la construction des Courbes Intensité-Duree- Fréquence, en insuffisance de données et sous différents étages bioclimatiques..

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 7-0009-12

APA Citation (APA توثيق):

Khelfi, Mohamed el Amine (2012). Etude comparative des différentes méthodes pour la construction des Courbes Intensité-Duree- Fréquence, en insuffisance de données et sous différents étages bioclimatiques.[Thèse de magister, 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Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...)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، مبداعات، مقالات البوريات، كتب....) و بثه على الخط.

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

كل الحقوق محفوظة للمدرسة الوطنية العليا للري.



REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA
RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE



ENSC - (n°)

**MEMOIRE DE MAGISTERE
DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE**

Présenté par

Mohamed El Amine KHELFI

pour obtenir le grade de

MAGISTERE DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE D'HYDRAULIQUE

Spécialité :
Génie de l'eau

Sujet du mémoire :

**Etude comparative des différentes méthodes pour la
construction des Courbes Intensité-Duree- Fréquence, en
insuffisance de données et sous différents étages
bioclimatiques.**

Mémoire présenté et soutenu à Blida le 05 Novembre 2012 devant le jury composé de :

Mr B.SALAH	Maître de conférences. ENSH Blida	Président
Mme B.TOUAIBIA	Professeur. ENSH Blida	Promotrice
Mr M.K.MIHOUBI	Maître de conférences. ENSH Blida	Examinateur
Mr N.DECHEMI	Professeur. ENSP d'Alger	Examinateur
Mme D.SOUAG	Maître de conférences. Bab Elzouar	Examinateur

Année Universitaire 2011/2012

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 **M^{me} Touaibia Bénina**» pour ses précieux conseils, ses encouragements et sa disponibilité mais aussi pour toute la sympathie qu'elle n'a cessée de manifester à mon égard tout au long de la réalisation de ce travail.

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

Je remercie également tous les cadres de l'ANRH de Blida, pour m'avoir accueilli au sein de leur direction régionale centrée et en particulier Mr Rahmani, et Mr Said pour avoir mis à ma disposition les données nécessaires à cette étude, leurs patiences et leurs aides précieuses.

Je dois également un grand merci pour l'unique «Mr BOUKHELIFA Mustapha» pour sa disponibilité et 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.

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

Dédicaces.

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

A mes très chers 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, Doudou et tous les autres.

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

Merci.

Mohamed El Amine KHELFI.

Résumé.

Ce travail s'inscrit dans le cadre du projet de recherche, gestion des ressources en eau face aux changements climatiques. La construction des courbes IDF pose problème en insuffisance de données et sur zones très éparses. Ces courbes IDF sont à la base de tout modèle pluie- débit dans les études des inondations. Il est devenu nécessaire de définir et de développer des outils permettant de prédire de tels événements, ou plutôt de prédire leurs conséquences surtout en milieu urbain. Ces derniers 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. A cet égard, trois étages bioclimatiques ont été choisis comme champ d'application de cette étude comparative : le premier étage « climat sub-humide à hiver tempéré » représenté par la ville de Gouraya, le deuxième étage « climat semi aride à hiver tempéré » représenté par la zone de la plaine du Moyen Cheliff (Chlef), et le troisième « climat semi aride à hiver frais » représenté par la zone montagneuse (Ouzera).

Pour établir ces courbes IDF, différentes méthodes ont été testées pour des durées d'agrégation variant de 15 min et 24 h. Il s'agit de la méthode classique, du modèle global de Koutsoyiannis et de la méthode marginale. Les deux premières méthodes sont appliquées sur deux types des séries : séries des maxima annuels(SMA) et séries en dessus d'un seuil (SDP) et la troisième est appliquée sur tout l'enregistrement disponible. Elle consiste à estimer la distribution de l'intensité maximale à partir de la distribution moyenne de l'intensité. Pour les SDP, les séries ont été construites en fixant un seuil par un choix mathématique avec une étude de l'indépendance établie. Les quantiles générés à chaque site par ces méthodes ont été calculés pour un intervalle de confiance de 95% pour les périodes de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100 ans. Pour ces méthodes (classique, Koutsoyiannis) appliquées sur les SMA et SDP, les quantiles sont comparés par la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (rRMSE). Les séries SMA, SDP s'ajustent bien à la fonction de distribution de probabilité (loi Log normale). L'adéquation de cette loi est vérifiée par le test de χ^2 . Les quantiles estimés par la méthode marginale ne sont pas satisfaisants vu que cette dernière est applicable que pour le cas d'insuffisance des données (nombre d'années limité).

Mots clés : Courbes IDF, Valeurs extrêmes, Méthode marginale, Précipitations, Maxima annuels, Période de retour, Séries de durées partielles.

Abstract.

This work lies within the scope of the research project, water resources management in view of the climatic changes. The construction of the IDF curves poses problem of data lack on very scattered zones. These curves IDF are at the base of any model rain flow in the studies of the floods, therefore it became necessary to define and develop tools making it possible to predict such events, or rather to predict their consequences on the urban environment, these last cover a significant aspect in the Algerian context, considering that all Algeria is touched by these extreme events which unfortunately are very badly estimated and which cannot be known. In this respect three bioclimatic changes have been retained like field of application of this comparative study, the first stage (sub-wet climate at winter moderates) represented by the city of (Gouraya), the second stage (arid semi climate at winter moderates) represented by the zone of full with the Means Cheliff (Chlef), and the third (arid semi climate at fresh winter) represented by the mountainous zone (Ouzera).

To establish these IDF curves, different methods were tested for durations of aggregation varying between 15 min and 24 H. These methods are the traditional method, the global model of Koutsoyiannis and the marginal method, the first two methods are applied to two types of series (series of the annual maxima (SMA) and series in top of a threshold (SDP) and the third is applied to all the available recordings. It consists in estimating the distribution of the maximum intensity starting from the average distribution of the intensity. For the SDP, the series were built by fixing a threshold by a mathematical choice with a study of the established independence. The quantities generated with each site by these methods were calculated for a confidence interval of 95% for the following periods of return (2, 5, 10, 20, 50, 100 years). For the methods (traditional and Koutsoyiannis) that are applied to the SMA and SDP, the quantities are compared by the square root of the average quadratic error (rRMSE). The series SMA, SDP adjust well for a choice of the function of probability distribution (normal law Log). This last is checked by the test of Khi². The quantiles estimated by the marginal method are not satisfactory considering the latter is applicable that in the case of insufficiency of the data (a limiting number of years).

Key words: IDF curves, Extreme values, Marginal method, Annual precipitations, maxima, Period of return, Series of partial durations.

الملخص

يندرج هذا العمل في اطار مشروع بحث و تسيير الموارد المائية و ذلك نظرا للتغيرات المناخية . تركيب منحنيات الشدة- للمدة -التواتر يطرح مشاكل وذلك لغياب المعطيات ،و كذلك عند المناطق المبعثرة . هذه المنحنيات هي اساس كل نموذج مطر – منسوب في دراسة الفيضانات .اصبح من الضروري تعيين و تطوير وسائل تسمح باتنبؤ بالاحداث او بالاخري توقع آثارها على الوسط الحضري . هذه الاخيرة لها جانب مهم بما يحدث في الجزائر ، وذلك نظرا ان كل الجزائر مست بهذه الاحداث.والتي للأسف يصعب التكهّن بها او معرفتها .وفي هذاالصدد ثلاثة انماط مناخية اختبرت كحقل للتطبيق هذه الدراسة التي تعتمد على المقارنة . النمط الاول (مناخ رطب ذو شتاء ممط) والممثل بمدينة (قوراية) ، النمط الثاني (مناخ شبه قاري ذو شتاء ممط)والممثل بمدينة (شلف) ، والنمط الثالث (مناخ شبه قاري ذو شتاء بارد) الممثل بالمنطقة الجبلية (وزرة). لترسيخ هذه المنحنيات (الشدة-المدة-التواتر)،عدة طرق جربت و ذلك بالنسبة للمذات الزمنية المتغيرة بين 15 دقيقة و 24 ساعة .يتعلق الامر بالطريقة الكلاسيكية، والنوذج العام ليكوتسيانيس و الطريقة الهامشية ،تم تطبيق الطريقتين الاولى والثانية على نوعين من السلاسل: السلاسل (ذات القيم السنوية الكبرى) والسلاسل (القيم الاكبر من العتبة) والثالثة تعتمد على كل التسجيل للتساقط،و التي تقدر توزع الشدة الكبرى من خلال توزع الشدة المتوسطة. عينت السلاسل (القيم الاكبر من العتبة) من خلال تعيين عتبة من اختيا رياضي مرفقة بدراسة الاستقلالية . تنحصر القيم الناجمة عن هذه الطرق في مجال امان 95%بالنسبة لمادة الرجوع (سنة 2،5،10،20،50،100). بالنسبة للطريقتين الكلاسيكية و النموذج العام ليكوتسيانيس المطبقة على سلاسل ذات القيم السنوية الكبرى و السلاسل الاكبر من العتبة ، طبقت مقارنة بينهما بإستعمال الجذر التربيعي لمعدل الخطا المضاعف .تتناسب السلاسل (القيم السنوية الكبرى) و السلاسل (القيم الاكبر من العتبة) مع توزع الدالة الإحتمالية (قانون لوغ نورمال) ، إستعمال إختبار الـ خي مربع يؤكد صحة تطابق هذا القانون . القيم الناجمة عن الطريقة الهامشية غير مقنعة ، ترجع هذه النتيجة إلى أن هذه الأخيرة تستعمل لما يكون هناك نقص في المعطيات (عدد محدود من السنوات) .

الكلمات الجوهرية :

- المنحنيات (الشدة-المدة-التواتر) – القين الحدودية – الطريقة الهامشية – التساقطات – القيم السنوية الكبرى – مدة الرجوع – سلاسل القيم الاكبر من العتبة

Table des matières

	Page
Introduction générale	01
Chapitre 1 : Etude bibliographique	03
Introduction	04
1.1 Généralités	04
1.1.1 Prévision et prédiction	04
1.1.1.1 Prévision	04
1.1.1.1 Prédiction	05
1.2 Les précipitations	05
1.2.1 Principes de mesure	05
1.2.2 Variabilité spatiale de la pluie et densité de pluviographes	06
1.3 Exploitation des données pluviographiques	06
1.3.1 L'analyse fréquentielle	06
1.3.2 Constitution des séries de données	07
1.3.2.1 La série complète	08
1.3.2.2 Série des maxima annuels	08
1.3.2.3 Série des durées partielles (tronquée)	09
1.3.2.4 Série des k plus grandes valeurs annuelles	11
1.4 Lois hydrologiques	11
1.4.1 La loi exponentielle	11
1.4.2 Loi des extrêmes généralisée (GEV)	12
1.4.3 Loi de Pareto généralisée (GP)	13
1.5 Estimation des paramètres des séries	14
1.5.1 La méthode des moments	14
1.5.2 La méthode des L-moments	15
1.6 Tests d'adéquation	16
1.6.1 Test du χ^2 de Pearson	16
1.6.2 Test d'Anderson Wn^2	16
1.7 Tests d'indépendance	17
1.7.1 Test des différences premières	18
1.7.2 Test de Spearman	18
1.8 Courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF)	19
1.8.1 Qu'est-ce qu'une courbe Intensité-Durée-Fréquence?	19

1.8.2 A quoi servent les IDF ?	20
1.8.3 Méthodologie classique d'établissement des IDF	20
1.8.3.1 Fonction de distribution de probabilité	20
1.8.3.2 La transformation du(FDC) en courbes des IDF	20
1.8.3.3 Formules empiriques paramétriques	21
1.8.4 Synthèse des travaux sur les IDF	22
1.8.5 Fractals et multifractals	28
1.8.5.1 Généralités	28
1.8.5.2 Objet fractal	29
1.8.6 Travaux sur les fractals et les multifractals	30
Chapitre 2 : Présentation des zones d'études	32
Introduction	33
2.1 Classification du climat selon diagramme de Mr EMBERGER	33
2.2 Présentation de la ville de Gouraya	34
2.2.1 Situation géographique	34
2.2.2 Situation climatique	35
2.2.2.1 Climat	35
2.2.2.2 Pluviométrie	36
2.2.3 Données naturelles du site	36
2.3 Présentation de la ville de Chleff	36
2.3.1 Situation géographique	36
2.3.2 Situation climatique	37
2.3.2.1 Climat	37
2.3.2.2 Pluviométrie	38
2.3.3 Nature du site	38
2.4 Présentation de la ville d'Ouzera	38
2.4.1 Emplacement géographique	38
2.4.2 Situation climatique	39
2.4.2.1 Climat	39
2.4.2.2 Pluviométrie	39
2.4.3 Données naturelles du site	40
2.5 Coordonnées des stations	40
Chapitre 3 : Etude statistique des événements pluvieux extrêmes	41

Introduction	42
3.1 Instruments et jeux de données	42
3.1.1 Contrôle de la qualité des séries des enregistrements pluviométriques	44
3.1.2 Contrôle de la qualité des séries des enregistrements pluviographiques	45
3.2 Etude des échantillonnages	49
3.2.1 Étude des (SMA)	52
3.2.1.1 Méthode classique	52
3.2.1.2 Méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis	59
a- Station de Gouraya	61
b- Station de Chlef	61
c- Station d'Ouzera	61
Conclusion	64
3.2.2 Étude des (SDP)	64
3.2.2.1 Choix du seuil	64
3.2.2.2 Etude de l'indépendance des (SDP)	66
a- Station de Gouraya	67
b- Station de Chlef	69
c- Station d'Ouzera	71
3.2.2.3 Méthode classique	74
3.2.2.4 Méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis	79
a- Station de Gouraya	80
b- Station de Chlef	80
c- Station d'Ouzera	80
Conclusion	84
3.2.3 Méthode marginale multifractale	86
a- Station de Gouraya	88
b- Station de Chlef	89
c- Station d'Ouzera	90
Conclusion	92
Conclusion Générale	94
Références bibliographiques	98

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1.1 : Types de distributions de la loi (GEV).....	12
Tableau 1.2 : Types de distributions de la loi (GP).....	13
Tableau 1.3 : Valeurs de la variable « u seuil ».....	17
Tableau 1.4 : Formules empiriques paramétriques.....	21
Tableau 2.1 : Paramètres d'EMBERGER pour les différentes stations.....	34
Tableau 2.2 : Variation des précipitations mensuelles en 2009 (Gouraya).....	36
Tableau 2.3 : Variation des précipitations mensuelles en 2009 (Chlef).....	38
Tableau 2.4 : Variation des précipitations mensuelles en 2009 (Ouzera).....	40
Tableau 2.5 : Coordonnées Lambert des stations.....	40
Tableau 3.1 : Pourcentage des averses pour des différents temps de références (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes) station de Gouraya, Chlef et Ouzera	43
Tableau 3.2 : Résultats du test de la médiane pour les trois stations (Gouraya, Chlef et Ouzera).....	45
Tableau 3.3 : L'erreur relative entre le max P_v et max P_G (Station de Gouraya).....	46
Tableau 3.4 : L'erreur relative entre le max P_v et max P_G (Station de Chlef).....	47
Tableau 3.5 : L'erreur relative entre le max P_v et max P_G (Station d'Ouzera).....	48
Tableau 3.6 : Seuils de rejet.....	49
Tableau 3.7 : Intensité moyennes maximales pour T= 2 ans (SMA).....	53
Tableau 3.8 : Intensité moyennes maximales pour T= 5 ans (SMA).....	54
Tableau 3.9 : Intensité moyennes maximales pour T= 10 ans (SMA).....	54
Tableau 3.10 : Intensité moyennes maximales pour T= 20 ans (SMA).....	55
Tableau 3.11 : Intensité moyennes maximales pour T= 50 ans (SMA).....	55
Tableau 3.12 : Intensité moyennes maximales pour T= 100 ans (SMA).....	56

Tableau 3.13 : modèles IDF pour des différentes périodes de retour (station de Gouraya).....	58
Tableau 3.14 : modèles IDF pour des différentes périodes de retour (station de Chlef).....	58
Tableau 3.15 : modèles IDF pour des différentes périodes de retour (station d'Ouzera).....	58
Tableau 3.16 : Exposants climatiques des stations.....	59
Tableau 3.17 : Estimation des paramètres η et θ des SMA par la méthode d'estimation robuste.....	59
Tableau 3.18 : Estimation des paramètres suivant la loi log normale pour les séries SMA transformées.....	60
Tableau 3.19 : rRMSE pour une chaque période de retour des stations (SMA, Gouraya, Chlef, Ouzera).....	63
Tableau 3.20 : Seuils des séries (SDP) par le choix mathématique.....	64
Tableau 3.21 : Intervalles de confiance (ρ_k) de la fonction auto-corrélation.....	67
Tableau 3.22 : Indépendance en % pour toutes durées.....	73
Tableau 3.23 : Intensité moyennes maximales pour T= 2 ans (SMA).....	74
Tableau 3.24 : Intensité moyennes maximales pour T= 5 ans (SMA).....	75
Tableau 3.25 : Intensité moyennes maximales pour T= 10 ans (SMA).....	75
Tableau 3.26 : Intensité moyennes maximales pour T= 20 ans (SMA).....	76
Tableau 3.27 : Intensité moyennes maximales pour T= 50 ans (SMA).....	76
Tableau 3.28 : Intensité moyennes maximales pour T= 100 ans (SMA).....	77
Tableau 3.29 : Estimation des paramètres η et θ des SDP par la méthode d'estimation robuste.....	79
Tableau 3.30 : Estimation des paramètres suivant la loi log normale pour les séries SDP transformées	80
Tableau 3.31 : rRMSE globale pour chaque période de retour des stations (SDP, Gouraya, Chlef, Ouzera).....	83
Tableau 3.32 : rRMSE globale pour chaque période de retour des stations (SDP, modèle globale /SMA, classique. Gouraya, Chlef, Ouzera).....	84
Tableau 3.33 : Moments empiriques et paramètres du temps (Gouraya).....	88

Tableau 3.34 : Quantiles en fonction des périodes de retour (Gouraya).....	88
Tableau 3.35 : Moments empiriques et paramètres du temps (Chlef).....	89
Tableau 3.36 : Quantiles en fonction des périodes de retour (Chlef).....	89
Tableau 3.37 : Moments empiriques et paramètres du temps (Ouzera).....	90
Tableau 3.38 : Quantiles en fonction des périodes de retour (Ouzera).....	90

LISTE DES FIGURES

Figure 1.1 : Types de séries (Meylan, P et Musy, A.1999).....	8
Figure 1.2 : Fonction de densité de la loi exponentielle de paramètre $a=0$, $b=1$. (Bertrand- Krajewski, J, L, 2007).....	11
Figure 1.3 : Forme des trois familles de lois de Jenkinson tracé dans un graphique de Gumbel. (Bertrand- Krajewski, J, L, 2007).....	13
Figure 1.4 : Familles de la loi Pareto généralisée tracées dans un graphique exponentiel. (Bertrand- Krajewski, J, L, 2007).....	14
Figure 1.5 : Transformation du FDC en courbes des IDF. (Bertrand- Krajewski, J, 2007).....	21
Figure 2.1 : Emplacement des stations de mesures.....	33
Figure 2.2 : Plan de situation – Gouraya –.....	35
Figure 2.3 : Plan de situation – Chleff –.....	37
Figure 2.4 : Plan de situation – Ouzera–.....	39
Figure 3.1 : Nombre d'épisodes pluvieux en fonction de leur durée, station de (Gouraya, Chlef et Ouzera).....	43
Figure 3.2 : Ajustement suivant la loi de Gumbel, $\Delta t= 360$ min, station de Gouraya ...	53
Figure 3.3 : Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera. Méthode classique, SMA.....	56-57
Figure 3.4 : Zones d'étude considérées par Koutsoyiannis pour la détermination du paramètre de forme.....	60
Figure 3.5 : Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Modèle de Koutsoyiannis, SMA).....	61-62
Figure 3.6 : rRMSE pour une chaque période de retour des stations (Gouraya, Chlef, Ouzera).....	63
Figure 3.7 : Fonction d'auto-corrélation pour les groupes des durées d'agrégations (15, 30, 60,120, 180, 360, 720, 1440 minutes, station de Gouraya)...	67-68-69
Figure 3.8 : Fonction d'auto-corrélation pour les groupes des durées d'agrégations (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes, station de Chlef).....	69-70-71
Figure 3.9 : Fonction auto-corrélation pour les groupes des durées d'agrégations (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes, station d'Ouzera).....	71-72-73

Figure 3.10: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Méthode classique, SDP).....	77-78
Figure 3.11: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Modèle de Koutsoyiannis, SDP).....	81-82
Figure 3.12: Erreur quadratique entre les quantiles estimés par les deux méthodes appliquées sur les séries SDP.....	83
Figure 3.13: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Méthode Marginale).....	91-92

Annexes	102
Annexe A Graphes d'ajustements des séries SMA - station de Gouraya-	103
Annexe B Graphes d'ajustements des séries SMA - station de Chlef-	107
Annexe C Graphes d'ajustements des séries SMA - station d'Ouzera-	111
Annexe D1 Nombre d'averses par année et par mois (station de Gouraya)	115
Annexe D2 Nombre d'averses par année et par mois (station de Chlef)	116
Annexe D3 Nombre d'averses par année et par mois (station d'Ouzera)	117
Annexe E Diagramme Bioclimatique d'EMBERGER	118
Annexe F Table de la loi normale	119

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE.

Suite à l'évolution des changements climatiques, les tempêtes, les inondations et la sécheresse sont plus fréquentes. Tout arrive plus tôt ou plus tard : le printemps, l'éclosion des fleurs, le retour des oiseaux migrateurs...etc. Tous ces signes traduisent l'accélération un changement climatique, appelé aussi réchauffement global ou planétaire.

Les événements extrêmes sont les principales préoccupations des décideurs dans le domaine de la gestion des ressources en eau. Il est par exemple, primordial de connaître l'évolution de la fréquence des inondations et des sécheresses avec le changement climatique pour une prise de décision.

L'augmentation du risque d'inondation est souvent citée comme l'un des risques les plus importants liés au changement climatique. Mais, il y a eu relativement peu d'études réalisées sur le sujet. Il est en effet très difficile de simuler avec des modèles climatiques globaux des événements de courte durée et de forte intensité.

L'hydrologie joue un rôle capital dans le domaine d'ingénierie et des sciences environnementales. Elle concerne aussi bien les mécanismes d'écoulement des eaux dans les systèmes naturels (bassins versant) ou dans les zones industrielles ou urbanisées et que dans les aménagements des infrastructures hydrauliques et la gestion des eaux. Elle permet également de mieux comprendre et à simuler le comportement dynamique des eaux dans les zones où elles se répandent et de mieux saisir les impacts des aménagements hydrauliques sur l'environnement.

Une gestion efficace et sûre des eaux de précipitation repose sur des principes qui concernent aussi bien la protection de la vie humaine que la préservation des installations matérielles et la qualité de l'environnement, donc les aménagements et les infrastructures construites devront se comporter de façon à respecter ces principes de base. Des connaissances en hydrologie statistique permettront d'évaluer les risques et aidera à garantir l'efficacité hydraulique des ouvrages, donc l'ingénieur doit répondre à des questions précises et résoudre des problèmes concrets. Pour ce faire, il utilise des concepts, des méthodes techniques pas toujours fondamentalement vérifiées et souvent basées sur des hypothèses assez restrictives. La complexité des phénomènes naturels et l'état des connaissances actuelles l'empêchent en effet d'utiliser des outils et des techniques plus performants.

Ce sujet rentre dans le cadre de la gestion des ressources en eau face aux changements climatiques. Les courbes intensité- durée- fréquence (IDF) des précipitations représentent un outil de première importance dans la planification, la gestion et la prévision du risque pluvial. La modélisation des courbes IDF a permis de déterminer l'exposant climatique. Ce dernier a une relation directe avec la variation de la pluviométrie et vu les événements extrêmes de ces dernières années qui sont malheureusement très mal estimés, donc, la détermination du débit pluvial pose problème.

Pour établir ces courbes Intensité-durée-fréquence, plusieurs méthodes sont proposées, s'agit de :

(i) la méthode classique, (ii) le modèle global de Koutsoyiannis (iii) la méthode marginale. 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 deux séries est faite :

i la série des maxima annuels (SMA), (ii) la série des durées partielles(SDP).

L'objectif, serait d'identifier ces méthodes, de les appliquer sur ces séries et comparer leurs résultats en prenant les étages bioclimatiques suivants :

- Climat sub-humide à hiver tempère représenté par la ville (Gouraya).
- Climat semi aride à hiver tempère représenté par la ville (Chlef).
- Climat semi aride à hiver frais représenté par la ville (Ouzera).

CHAPITRE 1

ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE

Introduction

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 modèle «pluie-débit »entrant dans les études d'inondations. Celles ci revêtent un aspect important dans le contexte algérien. L'Algérie entière est touchée par ces événements extrêmes qui sont malheureusement très mal estimés et qui ne peuvent être connus, qu'à travers la connaissance des paramètres qui les régissent. Trois étages bioclimatiques sont pris en considération à titre comparatif des méthodes d'estimation des paramètres des IDF :

- La zone littorale : climat sub-humide à hiver tempéré.
- La plaine de Cheliff : climat semi aride à hiver tempéré.
- La zone des hauts plateaux : climat semi aride à hiver frais.

Dans la littérature, plusieurs méthodes sont proposées pour la construction des IDF. L'objectif serait d'identifier ces méthodes, de les appliquer et de les comparer pour tirer les plus adaptables aux conditions propres à chaque étage bioclimatique.

1.1 Généralités

Les sciences hydrologiques, à l'instar des autres sciences naturelles, sont très complexes. Ceci est du 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, 1998).

1.1.1 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 plus long terme. Cette distinction correspond à des approches différentes, mais aussi à des problèmes différents.

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).

1.1.1.1 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, à une 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).

1.1.1.1 Prédiction

Le cas de prédiction peut être illustré par l'exemple familier du citoyen planifiant ses prochaines vacances pour un sport d'hiver. Il sait par expérience (c'est-à-dire par observation des situations passées) qu'il a plus de chances de bénéficier de conditions d'enneigement propices à la pratique de son sport favori au mois de février, plutôt qu'au mois d'août.

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 $X \text{ m}^3/\text{s}$ 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 Les précipitations

1.2.1 Principes de mesure

Il existe deux catégories principales d'appareils de mesure des précipitations : les pluviomètres et les pluviographes. Les pluviomètres indiquent la hauteur d'eau totale précipitée, en mm, et sur des durées généralement égales à 24 heures. Les pluviographes permettent de déterminer le cumul de la hauteur de pluie précipitée au cours du temps, et donc de déterminer l'intensité de la pluie, en mm/h, sur des pas de temps courts de l'ordre de minute en général, les pas de temps étant fixes ou variables. 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 (Gouraya, Chlef, Ouzera) et fournies par l'agence nationale des ressources hydriques.

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, elle varie dans le temps et se déplace. 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 km². 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 km², 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

1.3 Exploitation des données pluviographiques

1.3.1 L'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, (1999/2000) 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.

1.3.2 Constitution des séries de données

La récolte, le prétraitement, et le mode d'archivage des données hydrométéorologiques, tous ces aspects, et spécialement 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 (Figure 1.1). A partir de la série complète une extraction de trois séries peut être faite ((Meylan, P et Musy, A.1999)

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

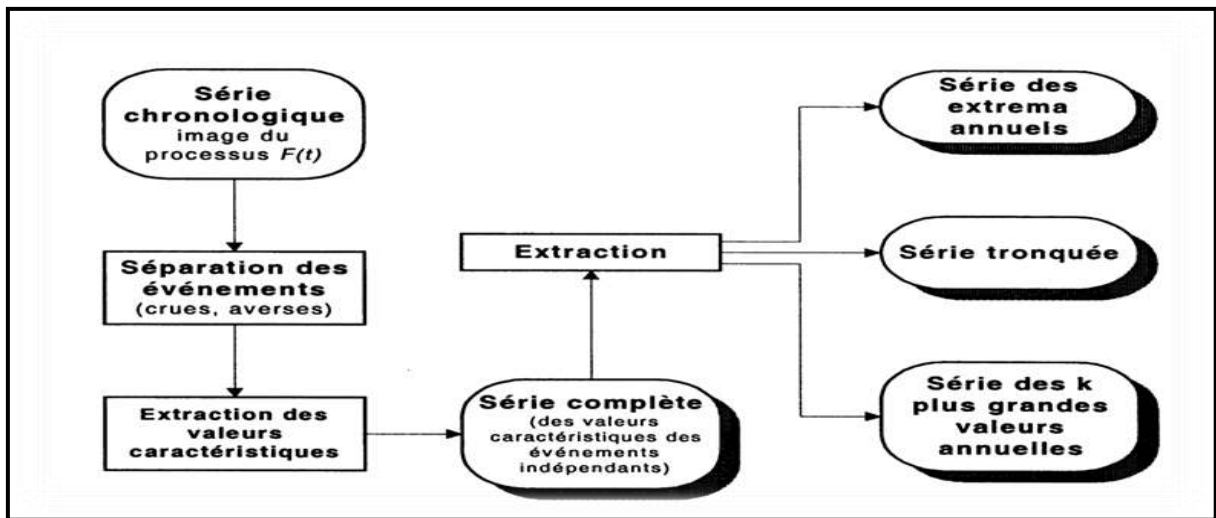


Figure 1.1 : Types de séries (Meylan, P et Musy, A.1999)

1.3.2.1 La 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 auto-corrélation (c'est-à-dire une certaine dépendance) est décelée, cela ne signifie pas pour tout 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 événements 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 (CERTU, 2003).

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, à au moins, 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 (λ) annuel supérieur à 1,65 suivant une distribution Poissonienne. 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 λ 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, 2008).

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 événements pluvieux sont :

1.4.1 La loi exponentielle

Sa densité de probabilité est formulée en 1.1

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

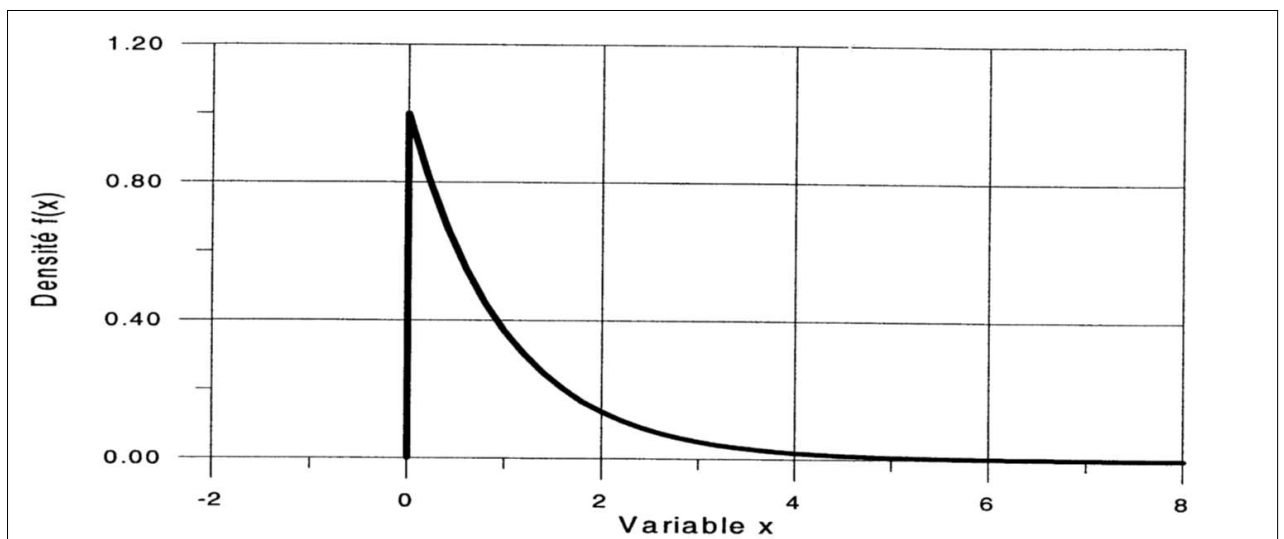


Figure 1.2 : Fonction de densité de la loi exponentielle de paramètre a=0, b=1.
(Bertrand- Krajewski, J, L, 2007)

Tel que ;

a : paramètre de position, borne inferieure.

b : paramètre d'échelle

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

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

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

La relation de cette 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 inferieure), 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 inferieure	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

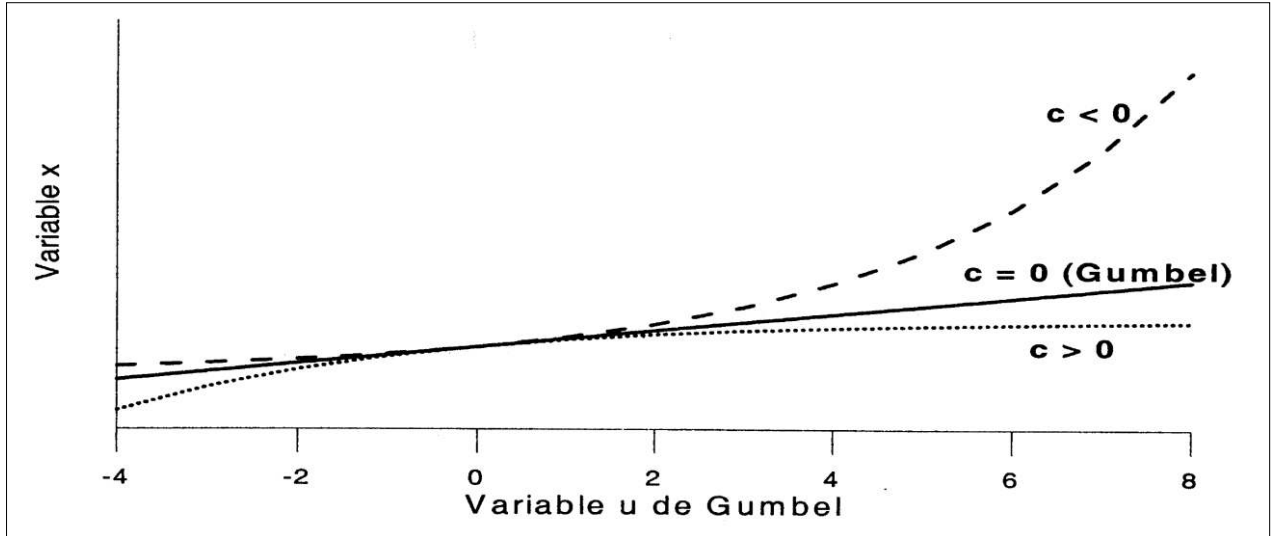


Figure 1.3 : Forme des trois familles de lois de Jenkinson tracé dans un graphique de Gumbel, (Bertrand- Krajewski, J, L, 2007)

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

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

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

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 (Tab.2.1)

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

c	Borne inférieure	Borne supérieure
> 0	a	a+ (b/c)
0	a	+∞
< 0	a	+∞

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

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

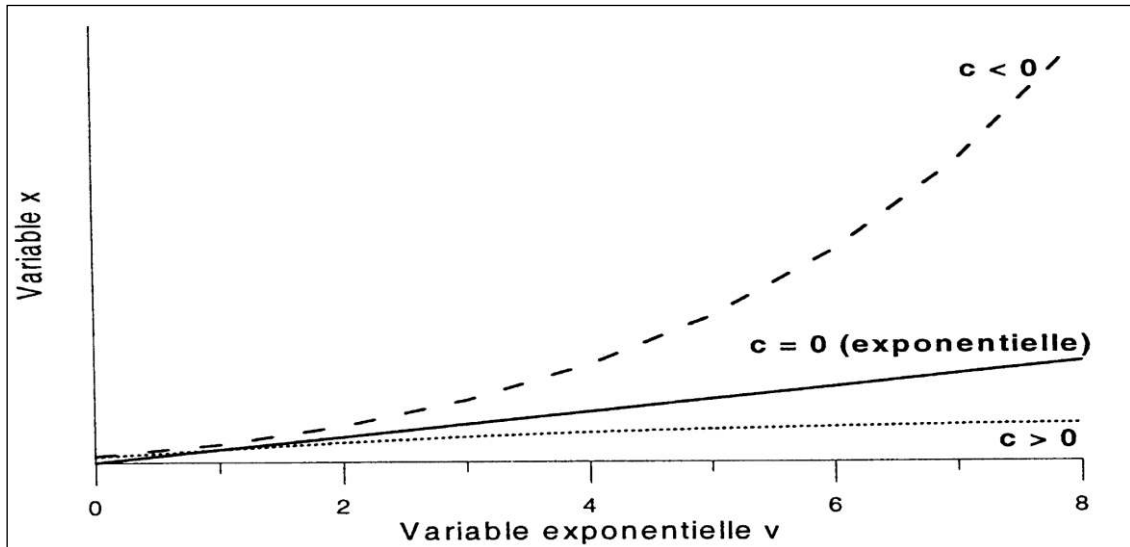


Figure 1.4 : Familles de la loi Pareto généralisée tracées dans un graphique exponentiel, (Bertrand- Krajewski, J, L, 2007)

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 ordinaires (MMO) est depuis toujours utilisée en hydrologie bien qu'elle ait été reconnue statistiquement inefficace comparativement à la méthode du maximum de vraisemblance (MV). La méthode des moments pondérés par les probabilités (MMPP), introduite par Greenwood et al, est d'application pratique dans nombre de cas, Hosking et al, ont constaté qu'elle présente des propriétés statistiques comparables à la (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 La méthode des moments

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

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

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

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

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

1.5.2 La 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)

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

$$b_1 = \sum_{j=1}^{n-1} \left[\frac{(n-j)}{n(n-1)} \right] x_j \quad (1.19)$$

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

Où : n est la taille de l'échantillon classé dans un ordre décroissant, 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 formulation mathématique de la loi de probabilité, les paramètres statistiques de cette loi 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 α %. Elle est définie par la valeur numérique du test, α 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 fautive. La probabilité de ce risque étant β , appelée puissance du test, sa valeur est $(1 - \beta)$.

1.6.1 Test du χ^2 de Pearson

Parmi tous les tests existants, le test du χ^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 à :

- 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 χ^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 χ^2 suit une loi de probabilité dite loi du χ^2 , à δ 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 χ^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:

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

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 :

$$y_i = 1 \text{ si } x_{i+1} - x_i > 0$$

$$y_i = 0 \text{ si } x_{i+1} - x_i < 0$$

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 α , 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 i), notons ρ_s le coefficient de corrélation de Spearman,

sur

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

donne par

(1.26)

Où $T = \sum_i [R(X_i) - i]^2$

Soit r_s la valeur prise par ρ_s pour l'échantillon considéré. La distribution de ρ_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 α 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)

1.8.1 Qu'est-ce qu'une courbe Intensité-Durée-Fréquence?

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 soignée 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).

1.8.2 A quoi servent les IDF ?

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
- Dimensionnement de canalisations d'évacuation des eaux pluviales
- Corrections de cours d'eau
- Dispositifs d'infiltration des eaux pluviales. (Meylan, 2002)

1.8.3 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 avec la longueur d'intervalle de temps. 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.

1.8.3.1 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).

1.8.3.2 La 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 (par exemple 5,10, 20, 50.100 ans, etc....)

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.

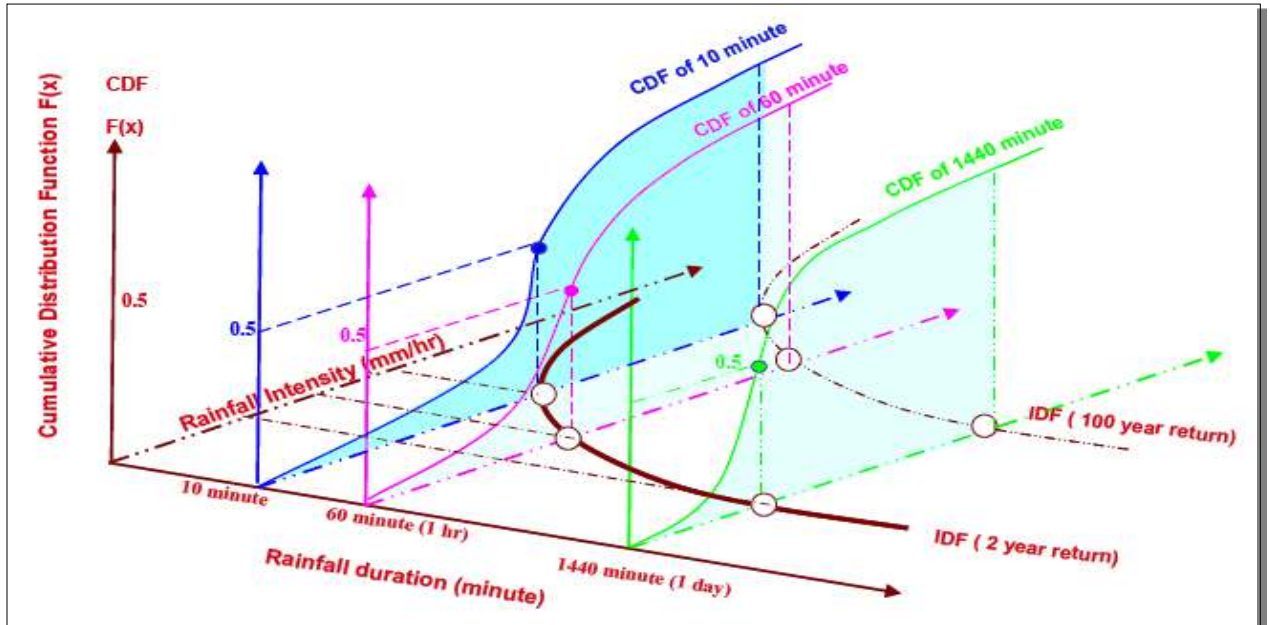


Figure 1.5 : Transformation du FDC en courbes des IDF, (Bertrand- Krajewski, 2007)

1.8.3.3 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

équation	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.

1.8.4 Synthèse des travaux sur les IDF

Les travaux de **Ben Zvi, A. (2009)** concernant l'établissement des courbes intensité-durée-fréquence basées sur les séries des durées partielles (SDP) 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 ont été 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 : $i = a * t^b$

I est l'intensité prévue de précipitations (mm/h), t est la durée de précipitations (minute) 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 ont été 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 ont été 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 (1993, 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. Ils sont utilisés 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 :

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

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

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

Modèle simple de Montana :

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 \mathbf{d} et \mathbf{T} . Le Modèle 3 dit "Montana simple" a été éliminé car il ne satisfaisait pas à la contrainte asymptotique requise lorsque \mathbf{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 Ross, J 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 θ, η, λ et κ

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 (2009)** 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 :
$$I = \frac{a(t)}{b(d)}$$
 telque ; $b(d) = (d + \theta)^n$ 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.

1.8.5 Fractals et multifractals

1.8.5.1 Généralités

Les fractales, dont la racine latine fractus signifie irrégulier, ont été introduits par Mandelbrot en 1975 pour caractériser des ensembles aux propriétés inhabituelles en géométrie classique. L'intérêt porté à cette théorie, initialement fondée sur des contre-exemples introduits par des mathématiciens entre les années 1875 et 1950, a été stimulé par des possibilités d'application à des objets naturels tels que le contour des nuages, les côtes, les réseaux hydrographiques (Chaouche, 2001).

La géométrie fractale (Mandelbrot, 1982) a renouvelé les approches de nombreux domaines des sciences de la nature en y introduisant explicitement la notion d'échelle. Les divers champs (piézométrie, pluviométrie, etc.) qui intéressent l'hydrologue ne peuvent cependant pas être réduits à des êtres géométriques caractérisés par la présence ou l'absence d'un phénomène, ce qui conduirait à négliger la distribution dans l'espace ou le temps de l'intensité des phénomènes étudiés. L'approche multifractale vise à une prise en compte simultanée des échelles et des intensités Schertzer et Lovejoy, (1987) in Hubert et al. (1995). Les multifractales se sont déjà révélés très utiles en vue de modéliser de nombreux processus en cascade où l'énergie de l'eau ou d'autres flux se concentrent dans des domaines spatiaux et temporels de plus en plus minces.

Ces multifractales ont d'abord été développés comme modèles phénoménologiques de cascades turbulentes. Ils ont été conçus pour reproduire les propriétés fondamentales (invariance d'échelle, conservation d'un flux et dynamique locale) des équations non linéaires (Navier et Stokes) régissant la turbulence Schertzer et Lovejoy, (1991) in Hubert et al. (1995).. Ces multifractales devraient se révéler utiles dans l'étude des phénomènes atmosphériques en général et l'étude des pluies en particulier car, même si les équations aux dérivées partielles régissant ces

phénomènes sont inconnues, elles partagent vraisemblablement les propriétés fondamentales de celles de la turbulence.

1.8.5.2 Objet fractal

Plusieurs définitions d'objet fractal ont été proposées. La plus utilisée est celle de Mandelbrot, selon laquelle un fractal est un ensemble dont la dimension fractale (qui reste à définir) est strictement supérieure à sa dimension euclidienne. Mais certains auteurs, tel que Falconer, pensent que cette définition est trop restrictive et préfèrent concevoir un fractal F comme un ensemble possédant une des caractéristiques suivantes :

- F a une structure fine, c'est-à-dire des détails à des échelles arbitrairement petites.
- F est trop irrégulier pour être décrit en langage géométrique traditionnel.
- Souvent F présente une forme d'autosimilarité, par exemple dans certains cas, F est défini comme la limite d'une procédure récursive.

La notion de fractal est, quoi qu'il en soit, intimement liée à celle de dimension fractale. Plusieurs définitions de cette dernière sont données dans la littérature. Les dimensions les plus couramment utilisées sont : la dimension de boîte et la dimension de Hausdorff.

D'une manière générale, la dimension fractale quantifie la puissance selon laquelle la mesure d'un ensemble diverge vers l'infini. Elle peut être interprétée comme le degré d'irrégularité de cet ensemble. Elle se révèle un moyen efficace pour extraire d'un ensemble une caractéristique invariante d'échelle.

Pour un objet non fractal, la dimension de boîte est égale à sa dimension euclidienne (par exemple, un segment (resp, un carré) a pour dimension de boîte 1 (resp. 2). Pour un ensemble fractal, elle est non entière, (Chaouche, 2001).

En termes de probabilité, l'équation fondamentale des multifractals peut s'écrire Schertzer et Lovejoy, (1991) in Hubert et al. (1995).

$$\text{Pr ob}[\xi_\lambda \geq \lambda^\gamma] \approx A_\lambda \lambda^{-C(\gamma)} \quad (1.33)$$

Où ξ_λ est le flux courant à l'échelle λ (rapport de l'échelle externe à l'échelle d'intérêt). A_λ est un cofacteur lié de façon logarithmique à λ . γ est un ordre de singularité et $C(\gamma)$ est une fonction caractérisant la probabilité d'occurrence des singularités d'ordre supérieur à γ .

De façon équivalente, cette équation peut être réécrite en termes de moments :

$$\langle \varepsilon_\lambda^q \rangle \approx \lambda^{K(q)} \quad (1.34)$$

Où q est un ordre de moment et $K(q)$ une fonction de structure.

1.8.6 Travaux sur les fractals et les multifractals

Hubert et al (1995) ont étudié une série chronologique banale de pluies journalières du Burkina Faso recueillie à Dédougou (3°29' de longitude Ouest, 12°28' de latitude Nord), série qui avait déjà été étudiée dans une perspective fractale (Hubert et Carbonnel, 1989). La longueur de cette série est de 45 ans (1922-1966) et elle ne présente pas de lacune.

Sur un même diagramme log-log, ils ont tracé les points représentatifs de la probabilité empirique au dépassement d'un seuil estimé par la formule de Weibull en fonction de ce seuil pour les données journalières originelles et aussi pour les cumuls mensuels et annuels. Dans les tous les cas, ils ont observé sur la courbe des probabilités au dépassement une sorte de cassure qu'ils ont interprété cela comme la trace de la transition de phase évoquée plus haut et que, au delà de cette cassure, les points sont raisonnablement bien alignés selon des droites dont les pentes sont voisines. L'hypothèse d'un comportement algébrique (hyperbolique) de la probabilité au dépassement pour des seuils suffisamment grands, apparaît donc raisonnable au vu de données empiriques. Le comportement hyperbolique de la distribution statistique des pluies rares et extrêmes semble recevable et l'exposant caractérisant ce comportement semble bien indépendant de l'échelle d'observation.

Les lois purement empiriques n'ont aucune base physique et ignorent en particulier totalement la notion d'échelle. Le plus souvent, ces lois empiriques sont de nature exponentielle. Sur le plan pratique, la différence entre les lois exponentielles et les lois hyperboliques est particulièrement significative en particulier en ce qui concerne l'estimation de la probabilité et du temps de retour d'événements non observés (extrapolation). Grossièrement, un événement est dit qualifié de millennial, à partir d'un modèle exponentiel ne sera que centennial dans le cadre d'un modèle hyperbolique.

Un autre exemple, Bendjoudi et al (2010) réalisant un travail concernant l'interprétation multifractale des courbes intensité- durée- fréquence, là où ils ont appliqué cette approche sur des séries chronologiques des précipitations ponctuelles avec la relation (2.33) qui était la base de cette étude. L'intérêt de cette dernière et de faire une comparaison entre les méthodes empiriques et les multifractals. Ils ont conclu que les multifractals donne une base rationnelle aux courbes intensité.-durée- fréquence, même si

L'approche utilisée est encore en grande partie qualitative et si les effets de la variabilité du cofacteur $A\lambda$ restent encore à étudier. En plus, cette approche reste applicable que pour les valeurs suffisamment grandes des intensités (pluies extrêmes).

Venneziano et al (2007) ont effectué une étude comparative sur les valeurs extrêmes des pluies pour quatre zones (Florence, Heathrow, Walnut Gulch, Synthetic). L'estimation des quantiles est basée sur deux méthodes. La première méthode prend en considération que les valeurs maximales de l'enregistrement (SMA), et la deuxième, c'est la méthode marginale (multifractale). Le but essentiel est de voir la sensibilité de chaque méthode et la stabilité des résultats quand seulement quelques années des données sont disponibles. Ils ont conclu que les valeurs des courbes IDF estimées par la méthode des maxima annuels sont séparables, dans le sens qu'elles sont affectées d'une manière multiplicative indépendante par durée d et la période de retour T . D'autre part, analyse multifractale soit vraie, seulement dans les conditions asymptotiques, c'est-à-dire ($d \rightarrow 0$ ou T tend vers l'infini), tandis que pour d différent de zéro et T fini, les valeurs des courbes IDF sont plus sensibles à T quand d est petit et grand, donc ces courbes sont inséparables.

CHAPITRE 2

PRESENTATION DES ZONES D'ETUDE

Introduction

Dans ce travail, une étude comparative d'établissement des courbes intensité-durée- fréquence (IDF) pour trois étages bioclimatiques est établie. Il s'agit :

- Climat sub-humide à hiver tempère, représentée par la ville de **Gouraya (Tipaza)**.
- Climat semi aride à hiver tempère, représentée par la ville de **Chleff (Chlef)**.
- Climat semi aride à hiver frais, représentée par la ville d'**Ouzera (Médéa)**.

La carte du réseau hydroclimatique et de la surveillance de la qualité des eaux (Agence Nationale Des Ressources Hydriques) décrit l'emplacement de ces zones d'études.



Figure 2.1 : Emplacement des stations de mesures

Ech : 1/500000

Source : ARNH Blida

2.1 Classification du climat selon diagramme d'EMBERGER

Les étages bioclimatiques ont été définis, par le diagramme d'EMBERGER. Cette technique renseigne sur le climat, ainsi que le type d'Hiver ; dominants d'une région. Il s'agit d'exprimer la sécheresse globale d'un climat en comparant la dépense en eau (évaporation et transpiration) au gain (précipitation) par le rapport (P / E) dans lequel l'évaporation est exprimée par une fonction de la température. Pour cela, l'expression 2.1 est calculée, le quotient d'EMBERGER, est projeté sur le diagramme bioclimatique. Le tableau 2.1 résume ce résultat.

Expression définitive du quotient Q :

$$Q = \frac{1000 \times P}{\left(\frac{M+m}{2}\right)(M-m)} \quad (2.1)$$

Avec :

P : précipitation moyenne annuelle (mm).

M : moyenne des températures maximales en (°Kelvin)

m : moyenne des températures minimales en (°Kelvin)

Tableau 2.1 Paramètres d'EMBERGER pour les différentes stations

Paramètres d'EMBERGER	Stations		
	Gouraya	Chlef	Ouzera
P(mm)	700	435	400
M(Kelvin)	42	38	36.4
m(Kelvin)	3.4	5.1	1.2
Q	61.3	45	38

Il ressort du tableau 2.1 que le paramètre d'EMBERGER varie d'une façon décroissante du nord vers le sud.

D'après le diagramme bioclimatique d'EMBERGER (voir annexe E), les climats des étages bioclimatiques sont comme suit :

- Un climat sub-humide à hiver tempéré (Gouraya).
- Un climat semi aride à hiver tempéré (Chlef).
- Un climat semi aride à hiver frais (Ouzera).

2.2 Présentation de la ville de Gouraya

2.2.1 Situation géographique

L'agglomération de Gouraya est une région côtière située à l'Ouest de la capitale Alger. Elle s'étend sur une superficie totale de **10000 ha** sur laquelle sont implantés quatre douars principaux qui sont : Saadouna, Beni Ali, M'haba, Beni Rached et par nombre important d'hameaux. Elle est reliée à Tipaza, le chef Lieu de la wilaya par la route nationale n°11. La ville de Gouraya est limitée administrativement par :

- La mer méditerranée au Nord.
- La commune de Messelmoune au Sud.
- La commune de Messelmoune à Est.
- Les deux communes Larhate et Agghbal à l'Ouest.

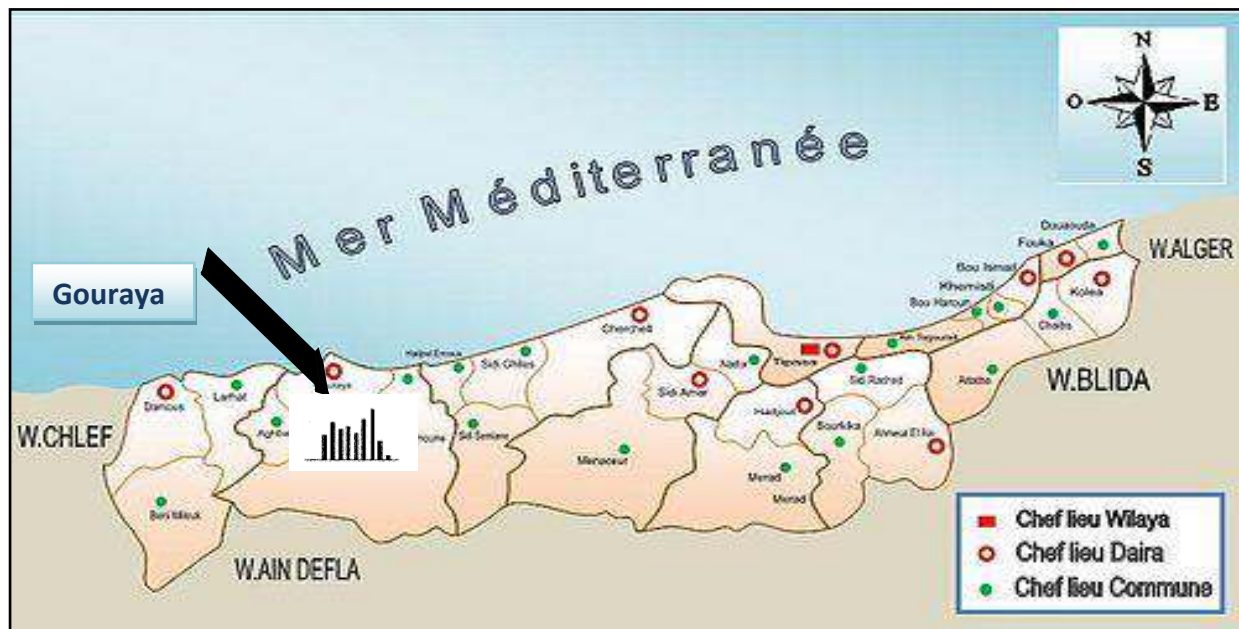


Figure 2.2 : Plan de situation – Gouraya –

2.2.2 Situation climatique

2.2.2.1 Climat

L'étude de la climatologie est très importante car la connaissance de la pluviométrie, les températures, le taux d'humidité de l'air, le vent des jours de siroco et de gèle, permet de bien comprendre les phénomènes naturels et par conséquent une bonne prévision.

Le climat de la ville de Gouraya est de type méditerranéen à tendance subhumide comprenant deux saisons : l'un d'hiver s'étalant d'octobre à mars et l'autre d'été allant d'avril à septembre. Les relevés moyens mensuels des températures ont été enregistrés sur une période de 31 ans (1979 à 2010; station Gouraya),

- La température moyenne annuelle est de **17,55°C**.
- Le minimum enregistré pendant une série de 31 ans est : **1,2°C**.
- Le maxima enregistré sur la même série est : **42,6°C**

Cette région d'étude est caractérisée par une forte humidité à l'exception de la période estivale.

Les vents soufflants dans cette région sont généralement de direction Nord et de l'Ouest vers l'Est, de vitesse moyenne de 2,5 à 3 m/s. Les vents du Nord et de l'Ouest sont généralement froids, ils se produisent durant la quasi-totalité de l'année alors que

les vents du sud connus sous le nom de sirocco souvent chaud et secs, soufflent en moyenne annuellement pendant 13 jours en Juillet et Août.

2.2.2.2 Pluviométrie

La ville de Gouraya est caractérisée par des précipitations annuelles variables. Les pluies sont généralement irrégulières et torrentielles. La sécheresse caractérise le mois de Juin, Juillet, et Août, mais d'une année sur une autre, elle peut être précoce (Mai) ou tardive (Octobre). Les données nécessaires de la pluviométrie sont prises à partir de la station pluviométrique de Gouraya, (voir le tableau 2.5).

Pour avoir un aperçu sur la pluviométrie, le tableau 2.2 récapitule la variation moyenne mensuelle durant l'année 2009/2010.

Tableau 2.2 : Variation des précipitations mensuelles en 2009/2010 (Gouraya)

Mois	sep	oct	nov	déc	jan	Fev	mar	avr	mai	juin	juil	août
P(mm)	0	0	29.9	20.1	20.3	74.9	132.5	89.5	7.7	12.5	0	21.5

Source : A.N.R.H Bida

2.2.3 Données naturelles du site

La topographie de la ville de Gouraya se caractérise par la présence des fortes pentes favorisant un écoulement rapide et sans infiltration des eaux de pluie dans le sol. Ainsi cette zone est couverte de formations alluviales et autres, elles sont représentées par des sols argileux limoneux et sableux graveleux de l'âge de quaternaire. Les lits mineurs des bassins actuels sont des dépôts de sable et de gravier sableux propre, Les talus des berges peuvent présenter des instabilités et peuvent être sujet à l'érosion. La ville de Gouraya se trouve dans la zone territoriale où l'activité sismique n'est pas négligeable, car elle se situe au dessus de la faille tectonique qui sépare le continent Africain du continent Européen.

2.3 Présentation de la ville de Chleff

2.3.1 Situation géographique

La plaine du Moyen Cheliff est située à 175 Km à l'ouest de la capitale ; entre le périmètre du Bas et Haut Cheliff, avec les coordonnées géographiques suivent le méridien de Greenwich de : 1°06' et 1°42' de longitude et 36°14' de latitude avec une surface totale de 21600 HA.

Le périmètre du Moyen Cheliff s'étend entre l'oued TIKEZAL (El-Attaf ; wilaya de Ain Defla) et le barrage de Boukadir (wilaya de Chleff). Elle se compose de deux plaines :

1- la plaine d'Oued Fodda : qui s'étend entre le village d'El-Attaf et le seuil d'Oum Drou.

2- la plaine de Chleff comprise entre les seuils d'Oum-Drou et de Boukadir

La Wilaya de Chleff s'étend sur une superficie de 4.791 Km². Elle est limitée par :

- au nord, par la mer Méditerranée, au sud, par la Wilaya de Tissemsilt.
- à l'est, par les Wilayas de Aïn Defla et Tipaza.
- à l'ouest, par les Wilayas de Mostaganem et Relizane.



Figure 2.3 : Plan de situation – Chleff –

2.3.2 Situation climatique

2.3.2.1 Climat

Cette zone d'étude est caractérisée par deux saisons (sèche et chaude) respectivement en été et autre froide et humide en hiver. La saison sèche, s'étale de mars à septembre, avec un taux d'humidité entre variant entre (45 et 68%) suivie d'une saison humide d'octobre à février.

Les plaines du Cheliff ont un climat spécial de type continental, malgré la proximité de la mer. C'est un climat marqué par des étés chauds et secs, des hivers assez froids, tempéré et pluvieux, un printemps assez long et un automne très bref. Les variations des températures enregistrées par les services de l'A.N.R.H (station de Chlef) pendant son fonctionnement sont : température moyenne maximale (25⁰c), température moyenne (18⁰c), température moyenne minimale (13⁰c).

Les vents dominants proviennent de l'ouest pour les saisons d'automne et d'hiver et du Nord ou Nord-est pour les saisons printemps et été. Une analyse des valeurs moyennes observées montre une stabilité des vitesses tout au long de l'année, entre 1,6 et 2,3 m/s

2.3.2.2 Pluviométrie

La station pluviométrique de Chleff existante au niveau de la ville, a enregistré les variations pluviales mensuelles de l'année 2009/2010, leur coordonnée Lambert (Tableau 2.5). Le tableau 2.3 montre un maximum très accusé entre les mois de (Janvier-Février) par contre, un minimum en Juin, Juillet. Les précipitations sont irrégulières et abondantes. Elles varient entre 300 et 600 mm par an.

Tableau 2.3 : Variation des précipitations mensuelles en 2009/2010 (Chleff)

Mois	sep	oct	nov	déc	jan	Fev	mar	avr	mai	juin	juil	août
P(mm)	48.1	34.5	47.3	59.5	59.5	103.8	70.2	19.9	12.1	1.3	0	39.8

Source A .N.R.H (Blida)

2.3.3 Nature du site

La zone de Chleff fait partie de la pleine du Moyen Cheliff qui est un grand bassin alluvionnaire à cause des Oueds (Cheliff et Fodda), constitué de sable limoneux, d'argiles et d'argile limoneux. Cette zone est une région agricole, en raison de sa topographie et de sa fertilité. D'après le découpage des zones sismiques, la région de Chleff se trouve dans la zone 02, c'est à dire une zone à moyenne sismicité.

2.4 Présentation de la ville d'Ouzera

2.4.1 Emplacement géographique

La commune d'Ouzera fait partie de la wilaya de Médéa, qui était la capitale du **Titteri**. Elle est située à **95 km** au sud d'Alger sur la route nationale **N° 01** et entre les régions des hauts plateaux qui ferment la vallée de la Mitidja sur un territoire appelé sous l'administration ottomane le Titteri. Elle est limitée par :

- Beni Kheddi au nord
- Ben Chicao et El Haouana au sud
- La wilaya de Médéa à l'ouest et Rhorfa à l'est



Figure 2.4 : Plan de situation – Ouzera–

2.4.2 Situation climatique

2.4.2.1 Climat

Sur la base des données obtenues au niveau de la station météorologique d'Ouzera qui de part sa situation géographique représente mieux la région d'étude, le climat est de type semi-aride sec et chaud en été, très froid en hiver.

Les températures minimales sont observées de décembre à février avec une valeur moyenne de 3.4c°. Les températures maximales sont enregistrées aux mois de juillet et août avec une moyenne 36.4 c°, ceci montre que la région est caractérisée par un hiver froid et un été très chaud. Cette région est caractérisée par une humidité moyenne de (70 %).

Les vents dominants ont une direction ouest. Les mois d'été juillet, août et septembre, les vents sont de direction Nord-Ouest. En avril, mai et juin la direction des vents est Nord et Est.

2.4.2.2 Pluviométrie

Dans la région de Médéa, les précipitations moyennes annuelles varient entre 450 à 700mm. La répartition est irrégulière sur l'échelle annuelle, elle croit rapidement de septembre à décembre puis décroît lentement jusqu'à juin et elle est quasiment nulle en juillet et Aout. Les coordonnées Lambert de la station d'Ouzera (le tableau 2.5).

Tableau 2.4 : Variation des précipitations mensuelles en 2009/2010 (Ouzera)

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	De
P(mm)	140.3	29,4	94.5	105.8	37.9	2	6.9	0	43.4	82.1	86.9	101.3

Source A .N.R.H (Blida)

2.4.3 Données naturelles du site

La ville de Ouzera est caractérisée par un relief peu accidenté, et ne présente pas des difficultés majeures naturelles. Les formations essentielles du massif sont des séries crétacées moyennes, avec des argiles siliceuses et les calcaires.

La wilaya de Médéa se trouve dans la zone **02** c'est-à-dire une zone à moyenne sismicité.

2.5 Coordonnées des stations

Le tableau 2.5 Récapitule les coordonnées des stations (Gouraya, chlef et Ouzera)

Tableau 2.5 : Coordonnées Lambert des stations

station	Période d'observation	code	coordonnées Lambert		
			X(Km)	Y(Km)	Z(m)
Gouraya	1979-1996	020315	429,30	333,80	34
Chlef	1973-2001	012219	378,65	320,50	110
Ouzera	1970-2001	021112	513.25	328.40	880

Source A .N.R.H (Blida)

CHAPITRE 3

ETUDE STATISTIQUE 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 chapitre1, 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'observation desquelles seront dérivées les courbes IDF les plus fiables possible. Ainsi, une analyse minutieuse des données exploitées est effectuée.

3.1 Instruments et jeux de données

Différentes séries de précipitation sont mises à disposition. Dans cette étude, des précipitations des régions (Gouraya, Chlef et Ouzera), deux jeux des données différents sont utilisés, les données sont disponibles sur des périodes quasi ininterrompues de : 1979/1980 à 1995/1996 pour la station de Gouraya, et de 1973/1974 à 2000/2001 pour la station de Chlef, et de 1970/1971 à 2000/2001 pour la station de Ouzera. Le premier jeu est composé des séries des côtes pluviométriques journalières provenant d'un pluviomètre mesurant 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 1440min.) pour l'ensemble des épisodes pluvieux enregistrés (Gouraya : 486 averses) (Chlef :629 averses) et (Ouzera :630 averses). La répartition des averses par années et par mois pour chaque station (voir annexe D).

Concernant les données disponibles, le tableau 3.1 donne un aperçu sur la répartition des événements pluvieux pour différentes durées d'agrégation (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720 et 1440min.), station de (Gouraya, Chlef, Ouzera). Pour chaque durée d'agrégation, un dénombrement d'averses est fait.

Tableau 3.1 : Pourcentage (%) des averses pour des différents temps de références (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes) station de Gouraya, Chlef et Ouzera.

Temps de référence (min)	Stations					
	Gouraya		Chlef		Ouzera	
	Nb	%	Nb	%	Nb	%
15	7	1,44	0	0	0	0
30	18	3,70	11	1,75	9	1,43
60	32	6,58	28	4,45	15	2,38
120	64	13,17	61	9,70	38	6,03
180	56	11,52	58	9,22	36	5,71
360	135	27,78	148	23,53	121	19,21
720	106	21,81	168	26,71	176	27,94
1440	68	13,99	155	24,64	235	37,30
Total d'averses	486	100	629	100	630	100

Au vu du tableau 3.1, il ressort que pour les trois stations, tous les épisodes pluvieux dépassent la durée d'agrégation (15 min). Le nombre des averses le plus grand conviens aux temps de références suivants: 360 min avec 27,78% (Gouraya), 720 min avec 26,71% (Chlef) et 1440 min avec 37,3% (Ouzera).

Les nombres les plus grands des averses enregistrées pour les trois stations sont : 38 averses, pendant l'année hydrologique 1985/1986 avec un pourcentage de 7,2% (station Gouraya), 41averses pendant l'année hydrologique 1995/1996 et de 6,5% (station de Chlef), et 34 averses en année 1994/1995 qui symbolise 5,4% du totale des épisodes pluvieux (station de Ouzera).

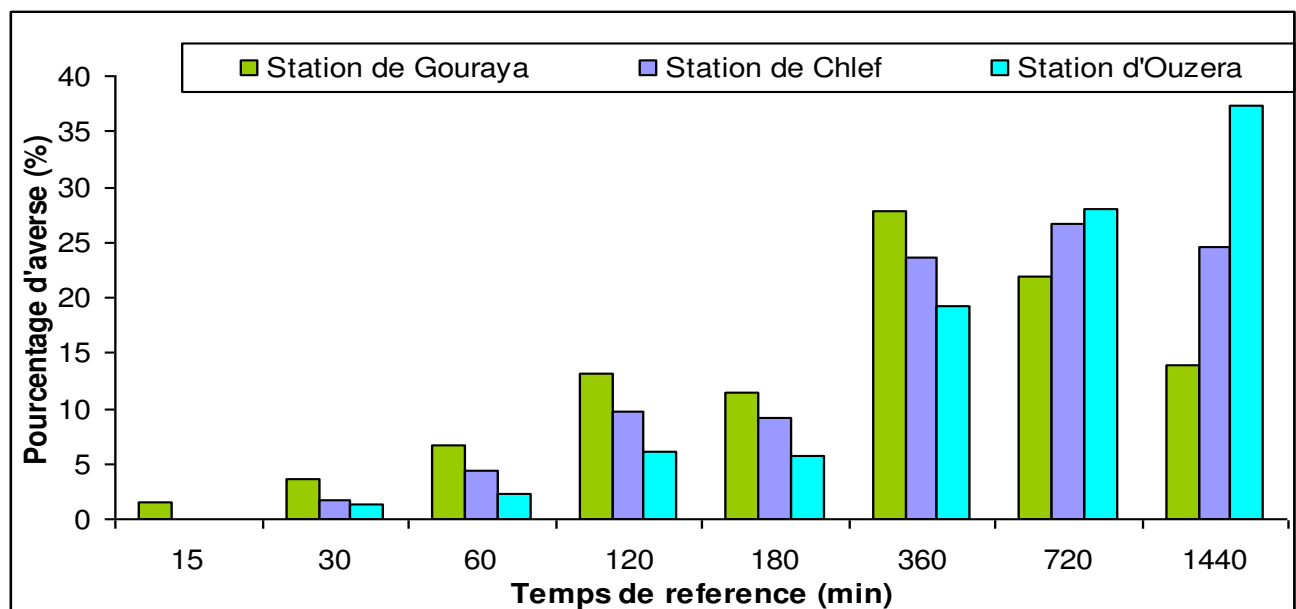


Fig. 3.1 : Nombre d'épisodes pluvieux en fonction de leur durée, station de (Gouraya, Chlef et Ouzera)

En analysant les séries des pluies pluviographiques, les plus fortes averses enregistrées aux stations considérées sont : 67mm de pluie tombée en 18 heures, le 29 Décembre 1982 au (Gouraya), et 67,6mm de pluie tombée en 14 heures, le 23 Octobre 2000 au (Chlef), et 252mm de pluie tombée en 37 heures, le 29 Mars 1974 au (Ouzera),

Pour les épisodes pluvieux ayant une durée inférieure ou égale à 12 heures, ils représentent ; (43%, Gouraya), (53,3%, Chlef) et (65,4%, Ouzera). De même pour les pluies ayant une durée inférieure ou égale à 24 heures, elles représentent ; (14%, Gouraya), (24,6%, Chlef), (37,3%, Ouzera). Il arrive parfois que les épisodes pluvieux dépassent 24 heures, à cet égard on trouve (1%, station de Gouraya, 0,3%, station de Chlef et 0,32%, station de Ouzera).

3.1.1 Contrôle de la qualité des séries des enregistrements pluviométriques

Les séries pluviométriques journalières retenues comptent des déficiences, soit ; 1,48% de lacunes pour la station de Chlef, ce qui correspond à l'absence de mesures pour les mois Septembre/octobre, de l'année 1973/1974, Mars/Juillet/Août, de l'année 1983/1984, et de 1,34% de lacunes pour la station de Ouzera ce qui convient à l'absence de mesures pour les mois Juin de l'année 1971/1972 et Août de l'année 1972/1973, Juillet de l'année 1979/1980 et Juillet/Août de l'année 1974/1975. La station de Gouraya ne comporte aucune absence de mesures dans la série pluviométrique. Cette anomalie ne constitue en aucun cas une contrainte car que sur toute la période de fonctionnement des stations les pluies moyennes mensuelles ne sont pas importantes 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 manques. 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 en compte par la mise en œuvre d'un test non paramétrique (test de Mood ou de la médiane). Soit la variable aléatoire X , représentant la série des pluies annuelles des stations considérées, et N étant la taille de chaque série. L'application de ce test consiste en la détermination de la médiane de cet échantillon unique et à classer ses valeurs par ordre croissant, ensuite un dénombrement des éléments situés de part et d'autre de la médiane en affectant un «+» aux valeurs supérieures à la médiane et un «-» aux valeurs qui lui sont inférieures. Le nombre de valeurs inférieures et supérieures à la médiane est égal et représente la quantité notée N_S . La quantité T_S est égale à la taille de la plus grande suite de « + » ou de « - » dans la série chronologique.

L'hypothèse du test de la médiane pour un seuil de signification de 95% est vérifiée si :

$$N_s > \frac{1}{2} (N + 1 - u_{1-\frac{\alpha}{2}} \cdot \sqrt{N + 1}) \quad (3.1)$$

$$T_s < 3,3 \cdot (\log_{10} N + 1) \quad (3.2)$$

Avec : $U_{1-\frac{\alpha}{2}} = 1,96$, elle 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).

Les résultats de ce test sont illustrés dans le tableau 3.2 :

Tableau 3.2 : Résultats du test de la médiane pour les trois stations (Gouraya, Chlef et Ouzera)

Stations	Taille de la série	théoriques		calculées		Test
		N _s	T _s	N _s	T _s	
Gouraya	17	4,84	4,18	8	4	Vérifié
Chlef	28	9,22	4,78	14	3	Vérifié
Ouzera	31	10,46	5,01	15	4	Vérifié

Du tableau 3.2, il 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.

3.1.2 Contrôle de la qualité des séries des enregistrements pluviographiques

Les séries pluviographiques sont sous forme de pluviogrammes au début, la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps, c'est à dire pendant toute la durée de l'épisode pluvieux. Après, un dépouillement est effectué, un par un, des pluviogrammes de chacun des épisodes pluvieux enregistrés. 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 (5min, 15min, 30 min, 60min, 120min, 180min, 360min, 720min et 1440min) au cours de la même averse. Ainsi des séries de différentes durées d'agrégation sont formées, (série de durées complètes), ils n'ont pas la même taille.

Les séries pluviographiques couvrent les périodes allant du 20 Septembre 1979 au 02 Juin 1996, station de Gouraya), et du 24 Septembre 1973 au 26 Avril 2001, station de Chlef), et du 13 Décembre 1970 au 28 Avril 2001, station de Ouzera), donnant ainsi des séries pluviographiques de : 17, 28, 31 années d'observations continues respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera.

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 1440min 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 valeurs manquantes 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, présentes dans la série pluviométrique, 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 6% entre maxima annuels horaires et maxima annuels journaliers. A travers cette procédure (Muller, 2006) a pu valider 45 années de données horaires sur 65. Dans notre cas d'étude, pour accepter le maximum de la série pluviographique, l'erreur relative admissible est inférieure ou égale à 5%.

$$\text{Err}(\%) = \frac{P_V - \max P_G}{P_V} \quad (3.3)$$

Les résultats de cette épreuve sont résumés dans le tableau 3.3 (station de Gouraya), tableau 3.4 (station de Chlef) et le tableau 3.5 (station d'Ouzera)

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	7.56	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	1983 11 22	65.6	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	8.3	1990 01 13	7.98	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	39.8	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

Tableau 3.4 : Erreur relative entre le max P_v et max P_G (Station de Chlef)

Année	Max pluviomètre	Date	Max pluviographe	Erreur%
1973/1974	14.3	1973 12 30	14.16	0.98
1974/1975	21.3	1974 11 04	21.98	3.19
1975/1976	17.3	1976 05 18	18.06	4.39
1976/1977	55.4	1976 10 28	58.22	5.09
1977/1978	24.8	1978 02 26	26.06	5.08
1978/1979	22.3	1978 10 19	21.22	4.84
1979/1980	23	1979 09 22	24.01	4.39
1980/1981	19	1979 12 21	18.09	4.79
1981/1982	11.3	1982 03 24	11.15	1.33
1982/1983	45.3	1982 10 20	46.05	1.66
1983/1984	23.8	1983 11 22	23.32	2.02
1984/1985	19.9	1984 11 11	20.83	4.67
1985/1986	14.6	1986 02 03	14.23	2.53
1986/1987	25.6	1986 09 30	25.91	1.21
1987/1988	25.9	1987 11 14	25.42	1.85
1988/1989	45.9	1988 12 13	47.53	3.55
1989/1990	15.7	1990 03 30	14.13	10.00
1990/1991	27.6	1991 03 12	28.94	4.86
1991/1992	21.2	1992 03 29	20.78	1.98
1992/1993	29.5	1992 10 05	30.66	3.93
1993/1994	27.3	1994 09 22	28.68	5.05
1994/1995	24.8	1995 01 12	25.42	2.50
1995/1996	24.5	1995 11 23	25.04	2.20
1996/1997	59	1997 04 02	59.63	1.07
1997/1998	45.3	1997 11 21	46.16	1.90
1998/1999	15.5	1999 03 14	14.79	4.58
1999/2000	20.2	1999 12 15	19.25	4.70
2000/2001	64	2000 10 23	67.60	5.63

Tableau 3.5 : Erreur relative entre le max P_v et max P_G (Station d'Ouzera)

Année	Max pluviomètre	Date	Max pluviographe	Erreur%
1970/1971	8.1	1970 12 16	7	13.58
1971/1972	112.5	1971 11 26	114.82	2.06
1972/1973	69.9	1972 12 30	71.78	2.69
1973/1974	46.7	1973 12 30	48.84	4.58
1974/1975	93.8	1974 11 22	97.45	3.89
1975/1976	30.9	1975 11 02	30.47	1.39
1976/1977	16.8	1977 04 02	15.96	5.00
1977/1978	35.8	1978 05 25	35.71	0.25
1978/1979	80.6	1979 01 10	82.48	2.33
1979/1980	21	1980 04 17	20.26	3.52
1980/1981	58.7	1980 12 19	60.02	2.25
1981/1982	25.1	1982 02 25	26.03	3.71
1982/1983	31.4	1982 11 29	32.96	4.97
1983/1984	43.9	1984 02 02	42.53	3.12
1984/1985	56.4	1985 02 10	55.21	2.11
1985/1986	33.7	1986 01 29	35.27	4.66
1986/1987	58.2	1986 12 10	56.27	3.32
1987/1988	28.7	1988 03 20	29.07	1.29
1988/1989	16.3	1988 12 09	16.13	1.04
1989/1990	37.9	1990 07 16	39.47	4.14
1990/1991	40.9	1991 02 20	42.7	4.40
1991/1992	21.8	1992 05 03	21.79	0.05
1992/1993	29	1992 11 02	27.61	4.79
1993/1994	20.9	1993 11 04	21.94	4.98
1994/1995	28.8	1995 01 06	29.62	2.85
1995/1996	41.3	1996 02 05	43.48	5.28
1996/1997	17.2	1997 05 02	16.41	4.59
1997/1998	47.5	1998 05 02	46	3.16
1998/1999	24.6	1998 12 20	23.39	4.92
1999/2000	15.5	1999 12 18	16.17	4.32
2000/2001	24.2	2001 04 28	25.43	5.08

Il ressort des tableaux 3.3, 3.4 et 3.5 que, quasiment, toutes les erreurs relatives sont inférieures ou égales à 5%, soit (88,24, 96,43 et 96,77%) respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera.

Les années 1979/1980 et 1986/1987 (station de Gouraya) et 1989/1990 (station de Chlef) et 1970/1971 (station de Ouzera) 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 étroit.

À partir des tableaux 3.3, 3.4 et 3.5, les résultats des seuils sont résumés dans le tableau 3.6

Tableau 3.6 : Seuils de rejet

Stations	Gouraya	Chlef	Ouzera
Seuils de rejet (mm)	3,5	3,6	2,2
Erreur (%)	4,93	5,63	5,28

Il ressort du tableau 3.6 que les seuils de rejet prennent une moyenne entre 2 et 3,7 correspondant aux erreurs relatives les plus fortes, le seuil 3,5 mm (Gouraya) d'après l'erreur relative de l'année 1983/1984, le seuil 3,6 mm (Chlef) d'après l'erreur relative de l'année 2000/2001 et le seuil 2,2 mm (Ouzera) d'après l'erreur relative de l'année 1995/1996.

A l'issue de la procédure de validation des séries pluviographiques des stations examinées, seulement 15 années sur 17 pour la station de Gouraya, 27 années sur 28 pour la station de Chlef et 30 années sur 31 pour la station d'Ouzera ont été validées.

3.2 Etude des échantillonnages

L'établissement des courbes IDF et leurs modélisations par différentes méthodes basées sur les séries (SMA et SDP) sont étudiées :

Pour les deux séries utilisées, les courbes IDF sont établies par deux approches :

- La méthodologie classique (voir le paragraphe (1.8.3)),
- Le modèle établi par Koutsoyiannis et al (1998). Les courbes IDF résultantes de ce modèle insèrent dans la même relation et il présente l'avantage d'être plus consistant, dans le sens où sa forme spécifique est explicitement dérivée de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente des intensités moyennes maximales. La formulation proposée, utilise seulement 3 à 5 paramètres (en fonction de la distribution de probabilité retenue) (Koutsoyiannis et al. 1998).

L'expression de l'intensité pour une durée d , et une période de retour T , donnée par Koutsoyiannis et al. (1998) est :

$$i = \frac{a(T)}{b(d)} \quad (3.4)$$

Dans l'équation (3.4), le numérateur qui introduit le terme de la fréquence, ou période de retour T (en année) et le dénominateur qui inclut la durée sont totalement séparés. L'intensité diminue avec la durée d, et augmente avec la période de retour, donc la relation IDF forme un groupe de courbes parallèles décroissantes.

D'après Koutsoyiannis, (1998), Mohymont et al, (2004) et Van de Vyver et Demarée, (2010) le dénominateur de l'équation (3.4) est couramment pris égal :

$$b(d) = (d + \theta)^\eta \quad (3.5)$$

Où η et θ , représentent les paramètres dynamiques, tel que $0 < \eta < 1$ et $\theta \geq 0$.

Koutsoyiannis et al, (1998) ont mathématiquement démontré qu'il n'était pas nécessaire d'introduire expérimentalement le numérateur de l'équation (3.4), et que $a(T)$ pouvait être directement déduit de la distribution de probabilité sous-jacente ; Soit quelques approximations de la fonction $F(x)$ pour les lois suivantes :

$$\text{Loi GEV : } a(T) = \lambda \left(\psi + \frac{\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right) \right)^{-k}}{k} \right) \quad (3.6)$$

Si le paramètre de forme $k=0$, cette loi se transforme à la loi de Gumbel.

$$\text{Loi Gumbel : } a(T) = \lambda \left\{ \psi - \ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right) \right) \right\} \quad (3.7)$$

$$\text{Loi GPD : } a(T) = \lambda \left(\psi + \frac{T^k - 1}{k} \right) \quad (3.8)$$

Où, (ψ) , (λ) , (k) sont respectivement les paramètres de position, d'échelle et de forme.

$$\text{Loi Log normale : } a(T) = \text{Exp} \left[\mu_z + \nu \sigma_z \left(1 - \frac{1}{T}\right)^\alpha - \nu \sigma_z \left(\frac{1}{T}\right)^\alpha \right] \quad (3.9)$$

Où, σ_z μ_z représentent respectivement, les paramètres d'échelle et de forme, et $\alpha = 0,12$ et $\nu = 5,35$, pour $1.0001 < T < 10000$ ans.

Après la détermination de la fonction $a(T)$, les équations (3.6), (3.7), (3.8), (3.9) et l'équation (3.5) sont combinées pour trouver les relations des courbes IDF pour les différentes FDP retenues :

$$\text{Loi GEV : } \dot{i}_{d,T} = \frac{\lambda \left(\psi + \frac{\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right)^{-k} - 1}{k} \right)}{(d + \theta)^\eta} \quad (3.10)$$

$$\text{Loi Gumbel : } \dot{i}_{d,T} = \frac{\lambda \left\{ \psi - \ln\left(-\ln\left(1 - \frac{1}{T}\right)\right) \right\}}{(d + \theta)^\eta} \quad (3.11)$$

$$\text{Loi GPD : } \dot{i}_{d,T} = \frac{\lambda \left\{ \psi + \frac{T^k - 1}{k} \right\}}{(d + \theta)^\eta} \quad (3.12)$$

$$\text{Loi Log normale : } \dot{i}_{d,T} = \frac{\text{Exp} \left[\mu_z + \nu \sigma_z \left(1 - \frac{1}{T}\right)^\alpha - \nu \sigma_z \left(\frac{1}{T}\right)^\alpha \right]}{(d + \theta)^\eta} \quad (3.13)$$

Les paramètres de position, d'échelle et de forme sont calculés de la même procédure (estimation par la méthode des moments) pour l'ensemble des groupes composant les séries des maxima annuels et les séries des durées partielles. Chaque groupe a une durée d'agrégation spécifique d_j ($j=1, \dots, k$). Chacun de ces groupes est constitué par des valeurs d'intensités ($i_g = y/d_j$, avec $i, g = 1, \dots, n_j$) dans un ordre décroissant, avec n_j la longueur du groupe j . Ainsi, l'intensité sur l'ensemble des groupes est exprimée par i_{jg} , avec g exprimant le rang de la valeur et j le groupe auquel elle appartient.

Dans cette étude, le modèle IDF retenu est formulé par l'équation (3.13) respectivement pour les SMA et les SDP. Cette méthode a été préférée, car elle est basée sur l'identité de la distribution de probabilité pour toutes les valeurs $Y_{i=l_g} b(d_j)$, des k groupes.

Cette définition implique qu'il peut être vérifié que toutes les valeurs de la SMA ou la SDP sont identiquement distribuées en même temps que l'estimation des paramètres. Cette dernière est testée par le test de Kruskal-Wallis, qui est adopté pour vérifier que différents échantillons (groupe) appartiennent à la même population.

Au début, il est supposé que les valeurs η et θ de la fonction $b(d)$ sont connues. Il est alors possible de calculer toutes les valeurs $y_{ji} = i_{jg} b(d)$.

En ordonnant un rang r_{ji} aux m valeurs de y_{ji} (en utilisant les rangs moyens pour les Ex aequo), il est alors possible de calculer pour chaque groupe le rang moyen \bar{r}_j des n_j valeurs de ce groupe. Si tous les groupes ont une distribution identique, chaque \bar{r}_j sera très proche de $(m+1)/2$. Ce qui nous ramène à la statistique suivante (Kruskal-Wallis), qui combine le résultat de tous les groupes (Koutsoyiannis et al. 1998) :

$$k_{KW} = \frac{12}{m(m+1)} \sum_{j=1}^k n_j \left(\bar{r}_j - \frac{m+1}{2} \right)^2 \quad (3.14)$$

Il est clair que la valeur de k_{KW} dépend des valeurs des paramètres η et θ , qui ont été considérés comme connus au début. Par conséquent, le problème de l'estimation de ces derniers se réduit à minimiser la valeur de k_{KW} . Ainsi à l'aide d'une simple procédure de trial-and-error, les estimations de η et θ doivent être de façon que la valeur de k_{KW} soit la plus petite valeur possible.

3.2.1 Étude des (SMA)

3.2.1.1 Méthode classique

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. Ainsi, l'adéquation de ces lois (Log normale- Gumbel) est vérifiée pour toutes les séries par le test de KH_i^2 où de Pearson pour un seuil de signification de 95%. Après l'ajustement, le résultat de ce test est de bonne qualité, le meilleur ajustement a été donnée par la loi lognormale, donc cette loi a été considérée. La figure 3.2, pris comme exemple, montre la non adéquation de la loi de Gumbel, cela est valable pour toutes les séries des stations.

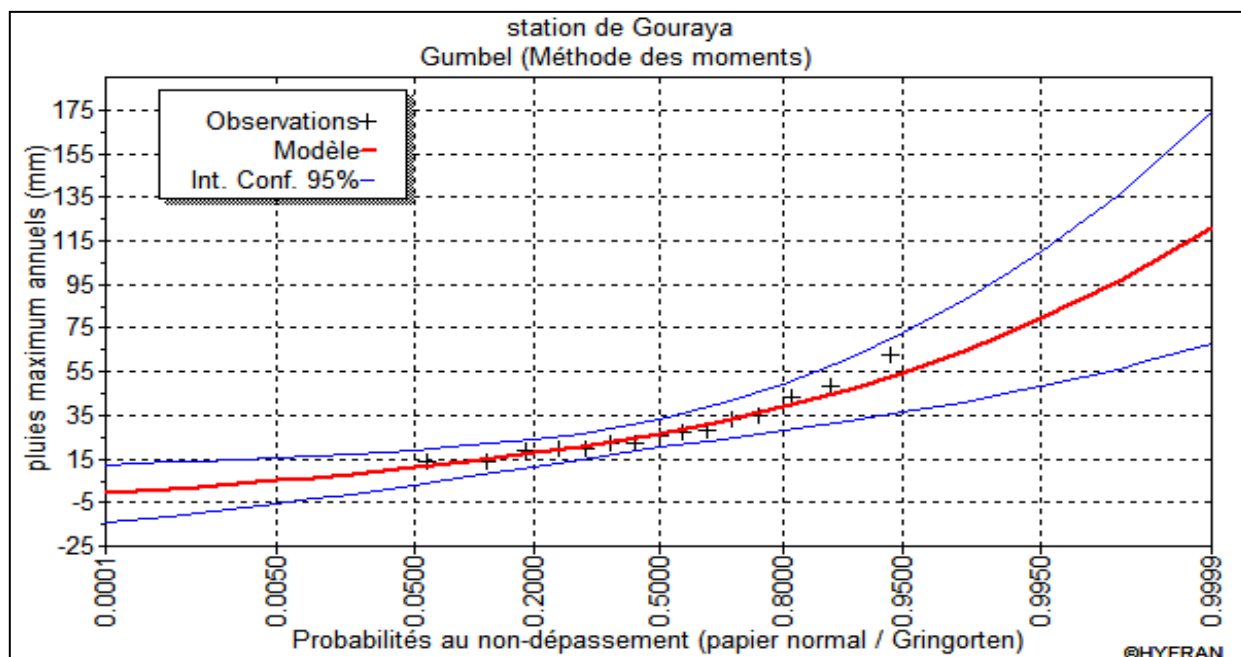


Fig. 3.2 : Ajustement à la loi de Gumbel, $\Delta t = 360$ min, station de Gouraya

Les résultats obtenus à partir de l'ajustement pour les trois stations ont servi au calcul des intensités moyennes maximales $\bar{i}_{t,p\%}$ pour les périodes de retour (2, 5, 10, 20, 50, 100). Les tableaux 3.7, 3.8, 3.9, 3.10, 3.11, 3.12 résument les résultats:

Tableau 3.7 Intensité moyennes maximales pour T= 2 ans (SMA)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	6.81	5.07÷8.55	27.24	7.15	6.01÷8.3	28.60	5.97	4.91÷7.04	23.88
30	11.8	8.82÷14.7	23.60	10.4	8.79÷12	20.80	8.27	7.02÷9.52	16.54
60	18.8	14.5÷23.2	18.80	13.7	11.6÷15.8	13.70	10.8	9.56÷12.1	10.80
120	25.3	19.5÷31.2	12.65	17.6	15÷20.3	8.80	12.8	11.7÷14	6.40
180	26.4	20.5÷32.2	8.80	17.5	13.7÷21.2	5.83	19	16.7÷21.2	6.33
360	34	27.8÷40.2	5.67	23.2	19.1÷27.2	3.87	26.5	23÷29.9	4.42
720	36.8	30.3÷43.4	3.07	26	21.1÷31	2.17	26.5	24÷31	2.21
1 440	38.1	30.6÷45.5	1.59	26.8	21.5÷32.1	1.12	41	32.9÷49.1	1.71

Tableau 3.8 Intensité moyennes maximales pour T= 5 ans (SMA)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	10.4	7.29÷13.5	41.60	10.2	8.31÷12.1	40.80	9.08	7.19÷11	36.32
30	17.8	12.6÷23	35.60	14.7	12÷17.4	29.40	11.8	9.71÷13.9	23.60
60	27.7	20.1÷35.2	27.70	19.2	15.8÷22.6	19.20	14.3	12.3÷16.3	14.30
120	37.1	27.1÷47.1	18.55	24.6	20.3÷28.9	12.30	17.5	15.6÷19.4	8.75
180	38.1	28.2÷47.9	12.70	28.2	21.1÷35.3	9.40	25	21.6÷28.4	8.33
360	46	36.2÷55.9	7.67	34.3	27.2÷41.3	5.72	36	30.5÷41.6	6.00
720	49.5	39.2÷59.9	4.13	39.8	31÷48.7	3.32	37	33÷52	3.00
1 440	52.7	40.6÷64.9	2.20	41.6	32÷51.2	1.73	65.3	50.2÷80.4	2.72

Tableau 3.9 Intensité moyennes maximales pour T= 10 ans (SMA)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	10.4	7.29÷13.5	41.60	12.3	9.64÷15	49.20	11.3	8.56÷14	45.20
30	17.8	12.6÷23	35.60	17.7	13.9÷21.4	35.40	14.2	11.3÷17.1	28.40
60	27.7	20.1÷35.2	27.70	22.9	18.2÷27.6	22.90	16.5	13.9÷19.2	16.50
120	37.1	27.1÷47.1	18.55	29.3	23.3÷35.2	14.65	20.5	18÷23.1	10.25
180	38.1	28.2÷47.9	12.70	36.3	25.7÷46.9	12.10	28.9	24.3÷33.5	9.63
360	46	36.2÷55.9	7.67	42.1	32÷52.1	7.02	42.3	34.8÷49.9	7.05
720	49.5	39.2÷59.9	4.13	49.8	36.9÷62.7	4.15	52.7	55.6÷58.1	3.53
1 440	52.7	40.6÷64.9	2.20	52.4	38.3÷66.5	2.18	83.3	60.9÷106	3.47

Tableau 3.10 Intensité moyennes maximales pour T= 20 ans (SMA)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	15.6	9.38÷21.8	62.40	14.4	10.8÷18	57.60	13.5	9.81÷17.3	54.00
30	26.5	16.1÷36.8	53.00	20.5	15.6÷25.5	41.00	16.6	12.7÷20.4	33.20
60	40	25.5÷54.6	40.00	26.5	20.3÷32.7	26.50	18.7	15.2÷22.1	18.70
120	53.4	34.2÷72.5	26.70	33.8	26÷41.6	16.90	23.4	20.1÷26.8	11.70
180	54	35.4÷72.7	18.00	44.6	29.8÷59.5	14.87	32.5	26.6÷38.4	10.83
360	61.5	44÷79	10.25	49.8	36.3÷63.4	8.30	48.4	38.5÷58.2	8.07
720	65.8	47.4÷84.1	5.48	59.8	42.1÷77.4	4.98	76.4	56.5÷80.4	4.03
1 440	72	49.9÷94.1	3.00	63.3	43.9÷82.8	2.64	102	70.6÷133	4.25

Tableau 3.11 Intensité moyennes maximales pour T= 50 ans (SMA)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	19.2	10.3÷28	76.80	17.1	12.2÷22	68.40	16.6	11.3÷21.9	66.40
30	32.4	17.8÷47	64.80	24.3	17.5÷31	48.60	19.7	14.4÷25	39.40
60	48.3	28÷68.5	48.30	31.2	22.8÷39.7	31.20	21.4	16.9÷25.9	21.40
120	64.2	37.7÷90.7	32.10	39.7	29.1÷50.3	19.85	27.2	22.8÷31.7	13.60
180	64.6	38.8÷90.3	21.53	50.3	34.7÷77.9	16.77	37.2	29.4÷45	12.40
360	71.2	47.8÷94.7	11.87	60.3	41.4÷79.2	10.05	56.2	43÷69.4	9.37
720	75.9	51.5÷100	6.33	73.5	48.5÷98.5	6.13	76.2	60.3÷120	4.68
1 440	84.4	54.5÷114	3.52	78.5	50.8÷106	3.27	128	82.6÷173	5.33

Tableau 3.12 Intensité moyennes maximales pour T= 100 ans (SMA)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	22	10.9÷33.1	88.00	17.1	12.2÷22	68.40	19	12.4÷25.6	76.00
30	37	18.8÷55.3	74.00	24.3	17.5÷31	48.60	22.1	15.6÷28.6	44.20
60	54.7	29.6÷79.8	54.70	31.2	22.8÷39.7	31.20	23.4	18÷28.8	23.40
120	72.6	39.8÷105	36.30	39.7	29.1÷50.3	19.85	30.1	24.7÷35.5	15.05
180	72.7	41÷104	24.23	50.3	34.7÷77.9	16.77	40.7	31.4÷50	13.57
360	78.6	50.3÷107	13.10	60.3	41.4÷79.2	10.05	62.1	46.2÷78	10.35
720	83.6	54.2÷113	6.97	73.5	48.5÷98.5	6.13	82.7	74÷110	5.18
1 440	93.8	57.5÷120	3.91	78.5	50.8÷106	3.27	149	91.2÷206	6.21

Les courbes IDF établies pour chaque station sont illustrées par la figure 3.3:

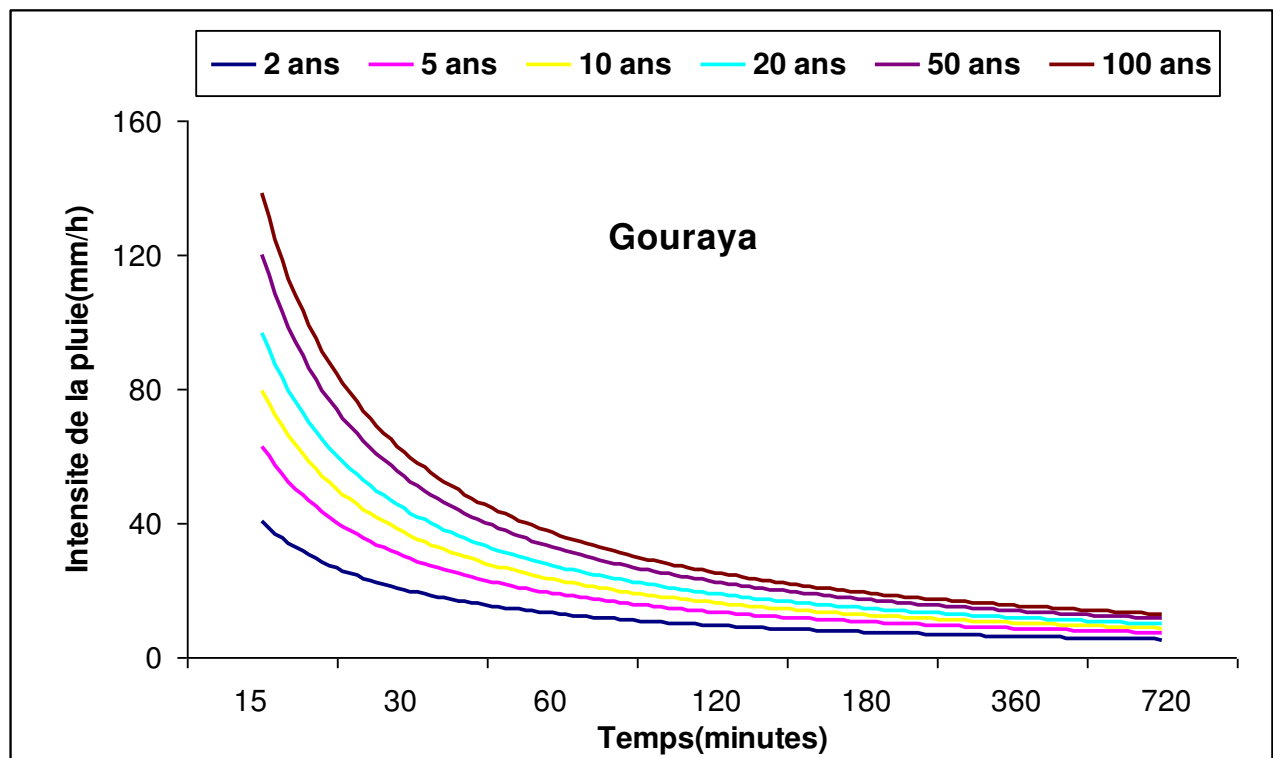


Fig. 3.3 : Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Méthode classique, SMA)

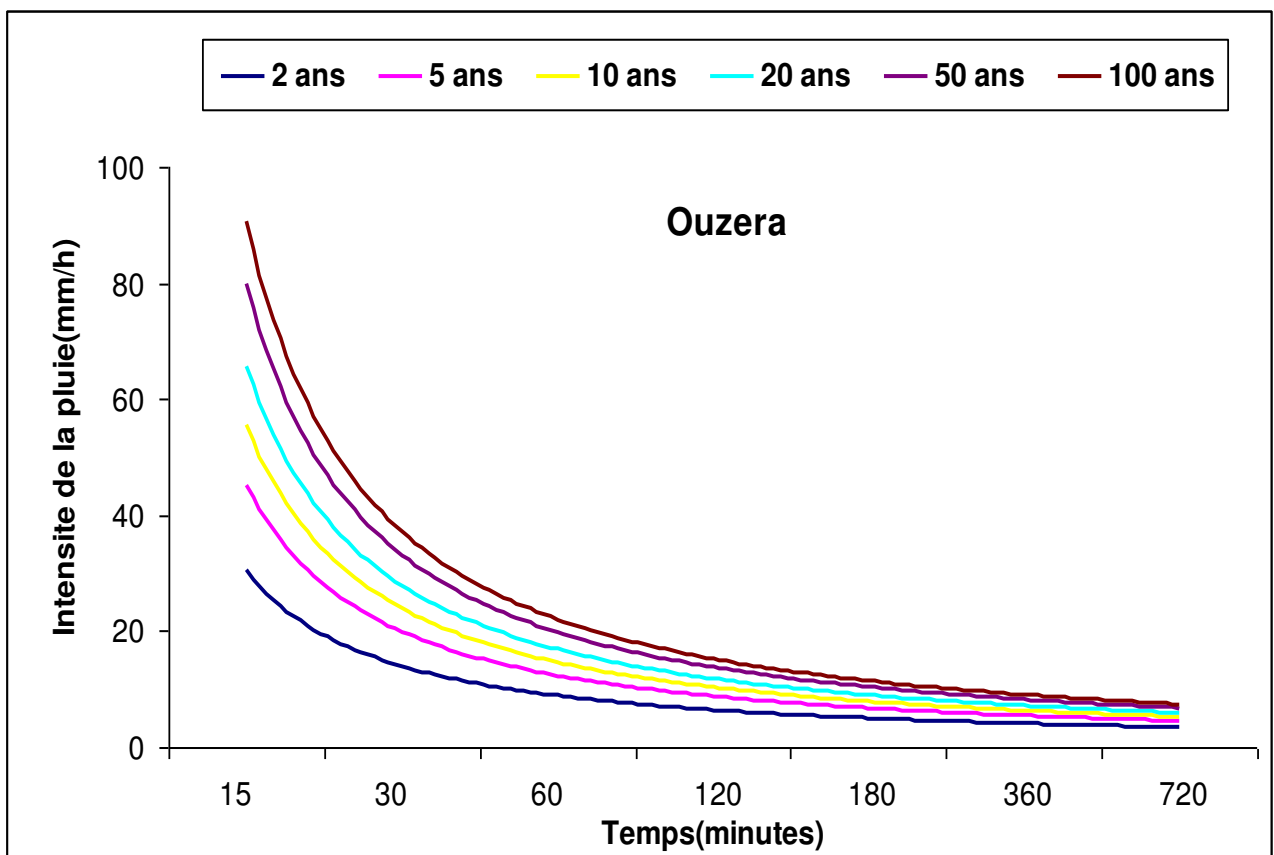
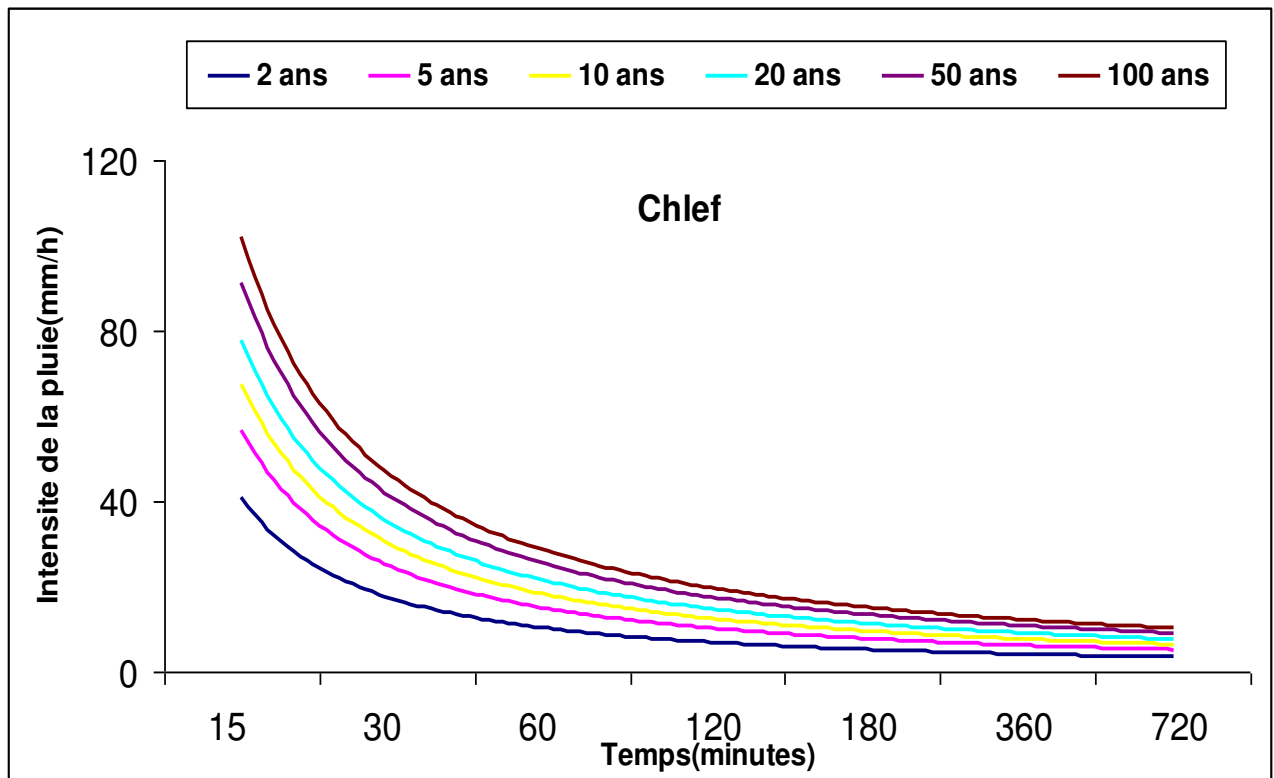


Fig. 3.3 : Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Méthode classique, SMA) (suite)

La modélisation mathématique des courbes IDF a permis de déterminer l'exposant climatique de chaque station ou zone d'étude, par la recherche d'un modèle régressif entre l'intensité moyenne maximale \bar{i}_t et la durée de l'intervalle de référence Δt (heures). Les résultats obtenus sont récapitulés dans les tableaux 3.13, 3.14 et 3.15.

Tableau 3.13 modèles IDF pour des différentes périodes de retour (station de Gouraya)

Station de Gouraya : la taille N=15, R ² =0.96	
Période de retour	Modèle $\bar{i}_t = a t^{-b}$ t(min), \bar{i}_t (mm/h)
2 ans	3.48 t ^{-0.69}
5 ans	5.76 t ^{-0.69}
10 ans	7.51 t ^{-0.69}
20 ans	9.34 t ^{-0.69}
50 ans	11.95 t ^{-0.69}
100 ans	14.04 t ^{-0.69}

Tableau 3.14 modèles IDF pour des différentes périodes de retour (station de Chlef)

Station de Chlef : la taille N=27, R ² =0.99	
Période de retour	Modèle $\bar{i}_t = a t^{-b}$ t(min), \bar{i}_t (mm/h)
2 ans	12.64 t ^{-0.64}
5 ans	18.26 t ^{-0.64}
10 ans	22.17 t ^{-0.64}
20 ans	26.01 t ^{-0.64}
50 ans	30.67 t ^{-0.64}
100 ans	34.37 t ^{-0.64}

Tableau 3.15 modèles IDF pour des différentes périodes de retour (station d'Ouzera)

Station d'Ouzera : la taille N=30, R ² =0.98	
Période de retour	Modèle $\bar{i}_t = a t^{-b}$ t(min), \bar{i}_t (mm/h)
2 ans	1.975 t ^{-0.58}
5 ans	2.74 t ^{-0.58}
10 ans	3.241 t ^{-0.58}
20 ans	3.276 t ^{-0.58}
50 ans	4.369 t ^{-0.58}
100 ans	4.848 t ^{-0.58}

Il ressort des tableaux 3.13, 3.14, 3.15 que le modèle de puissance a donné la meilleure relation au vu du coefficient de détermination R² 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 3.16:

Tableau 3.16 Exposants climatique des stations

Station	Exposant climatique
Gouraya	0.69
Chlef	0.64
Ouzera	0.58

Il ressort du tableau 3.16 que l'exposant climatique varie d'une manière décroissante du Nord (zones côtières) vers le sud ou vers les zones intérieures. Ce caractère revient et a une relation directe avec la variation de la pluviométrie qui diminue

3.2.1.2 Méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis

Dans cette approche de construction des IDF par le modèle global de Koutsoyiannis, elle concerne l'estimation de la fonction $b(d)$ et ensuite de la fonction $a(T)$ où la technique d'estimation retenue, est dite technique « d'estimation robuste ».

Donc, les premières procédures, c'est la transformation des valeurs des SMA suivant la relation $Y_i = \lg^* b(d_j)$, et le calcul de la statistique Kruskal-Wallis (k_{KW}). Les résultats sont résumés dans le tableau 3.17

Tableau 3.17 Estimation des paramètres η et θ des SMA par la méthode d'estimation robuste

Station	SMA		
	Gouraya	Chlef	Ouzera
K_{KW}	14.83	8.81	2.19
η	0.636	0.712	0.56
θ	1.6	1.504	0.992

Il ressort du tableau 3.17 que les paramètres η et θ sont différents pour les différentes séries SMA des stations considérées. La SMA de la station d'Ouzera présente la plus petite valeur de k_{KW} , qui est due à la taille de la série (grande).

Ainsi la valeur de la statistique de Kruskal-Wallis, montre que la série SMA (Ouzera), répond mieux à l'hypothèse d'une distribution identique (la valeur la plus faible de k_{KW}). Après l'étape de détermination les paramètres dynamiques (η et θ), il est nécessaire de calculer les paramètres de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente.

Selon Koutsoyiannis (2004), dans l'analyse des événements extrêmes, l'estimation du paramètre de la forme (κ) a été faite sur 6 zones géographiques différentes (1 Grande Bretagne, et 1 en rive nord du bassin Méditerranéen et 4 aux Etats-Unis). Ce paramètre est très difficile à estimer dans un contexte de données provenant d'un même site, même si les séries ont une longueur de 50 ou 100 années en plus, Ceci est dû à la grande

variabilité d'échantillonnage des estimateurs de κ . En figures 3.4 sont représentées les zones d'études.

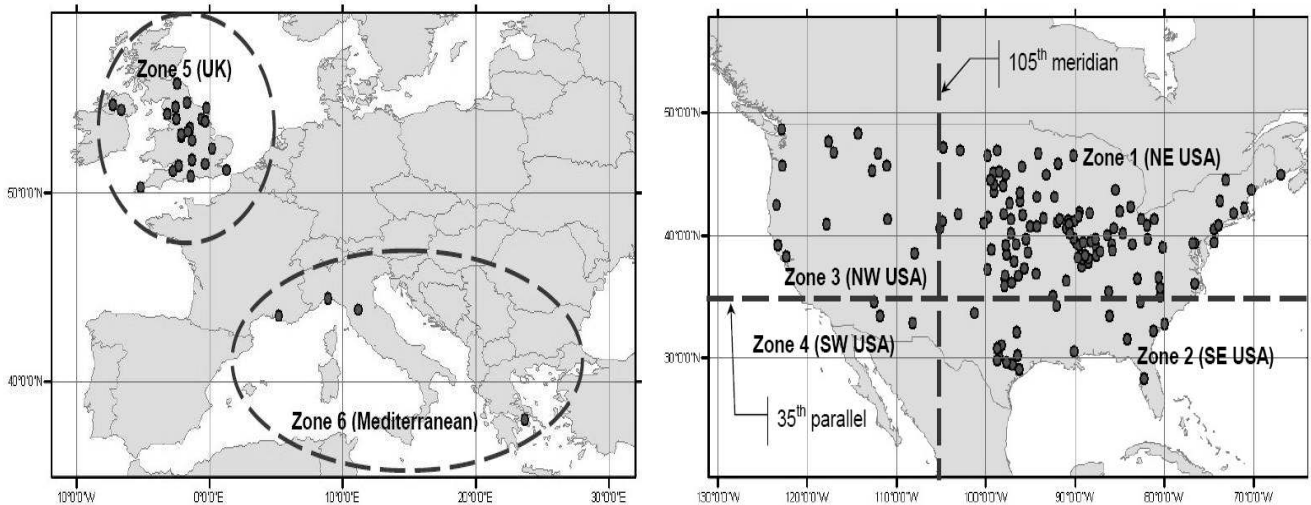


Fig. 3.4 : Zones d'étude considérées par Koutsoyiannis pour la détermination du paramètre de forme

Malgré la variabilité du climat entre ces zones. Il a trouvé que le paramètre de forme est toujours constant pour une distribution EV2/SMA est égale $k = -0.15$.

Dans ce cas étude, la loi GEV a été considérée au début (3 paramètres estimés). Le paramètre de forme κ devrait être normalement le même pour tous les groupes des SMA des stations, mais ce n'est pas la même chose dans notre cas (Gouraya, $k=0.038$. Chlef, $k=0.048$. Ouzera, $k=0.032$). En plus de la variabilité du paramètre de forme k , les valeurs de k sont positives ce qui implique que la distribution de probabilité sous-jacente a une limite supérieure finie (pour $\kappa < 0$, la limite supérieure est l'infini). Cette dernière ne peut être d'un intérêt pratique en hydrologie. Ce qui implique l'élimination de la loi GEV. En deuxième lieu, c'est la loi log normale qui a été prise et considérée pour l'élaboration des courbes IDF (2 paramètres estimés, μ , σ), le tableau 3.18 résume les résultats des paramètres pour chaque station.

Tableau 3.18 Estimation des paramètres suivant la loi log normale pour les séries SMA transformées

Paramètres	Station		
	Gouraya	Chlef	Ouzera
μ	1.27	1.374	0.629
σ	0.459	0.468	0.424

Les relations des courbes IDF dérivant des séries SMA de nos stations sont les suivant (d'après les résultats des tableaux 3.17 et 3.18) :

a. Station de Gouraya

$$i_{T,d} = \frac{\text{Exp} \left[1.27 + 2.538 \left(1 - \frac{1}{T} \right)^{0.12} - 2.538 \left(\frac{1}{T} \right)^{0.12} \right]}{(d + 1.6)^{0.636}} \quad (\text{d/heure, } i/\text{mm h}^{-1}) \quad (3.15)$$

b. Station de Chlef

$$i_{T,d} = \frac{\text{Exp} \left[1.374 + 2.588 \left(1 - \frac{1}{T} \right)^{0.12} - 2.588 \left(\frac{1}{T} \right)^{0.12} \right]}{(d + 1.504)^{0.712}} \quad (\text{d/heure, } i/\text{mm h}^{-1}) \quad (3.16)$$

c. Station d'Ouzera

$$i_{T,d} = \frac{\text{Exp} \left[0.629 + 2.345 \left(1 - \frac{1}{T} \right)^{0.12} - 2.345 \left(\frac{1}{T} \right)^{0.12} \right]}{(d + 0.992)^{0.56}} \quad (\text{d/heure, } i/\text{mm h}^{-1}) \quad (3.17)$$

Les courbes IDF établies à partir des relations précédentes obtenues et pour chaque station sont illustrées en figure 3.5 :

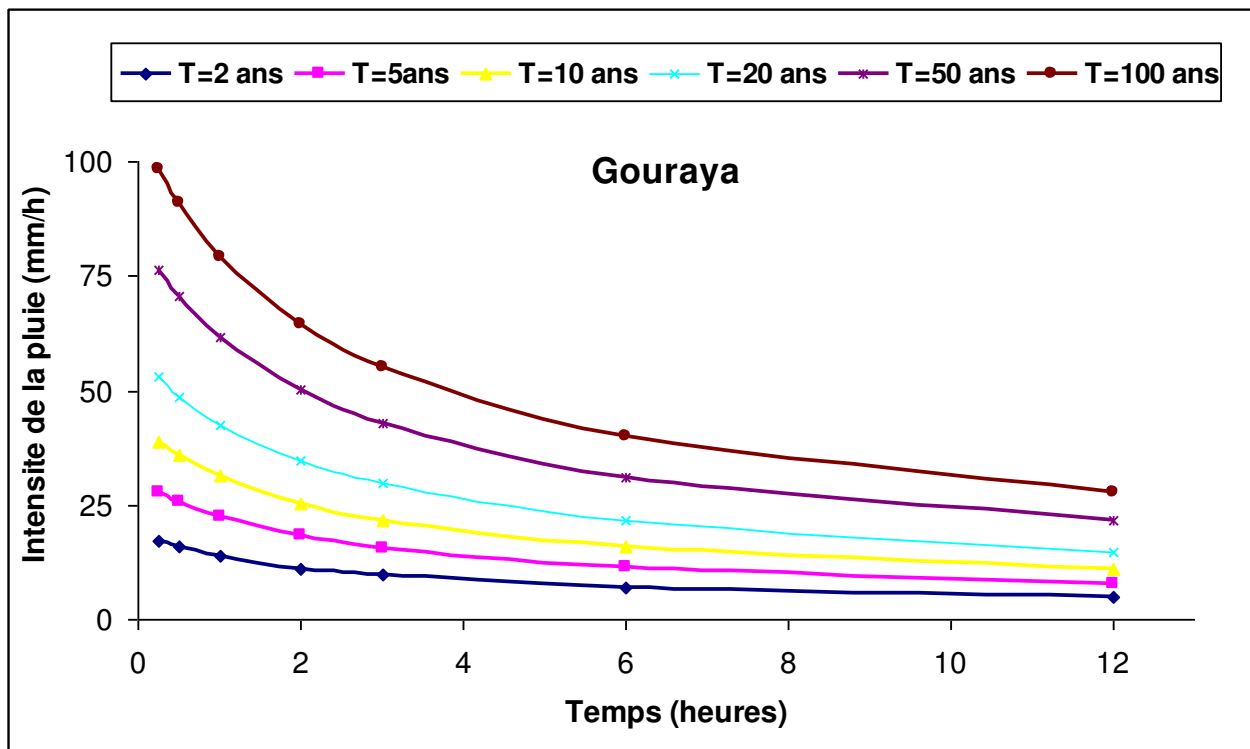


Fig 3.5 : Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Modèle de Koutsoyiannis, SMA)

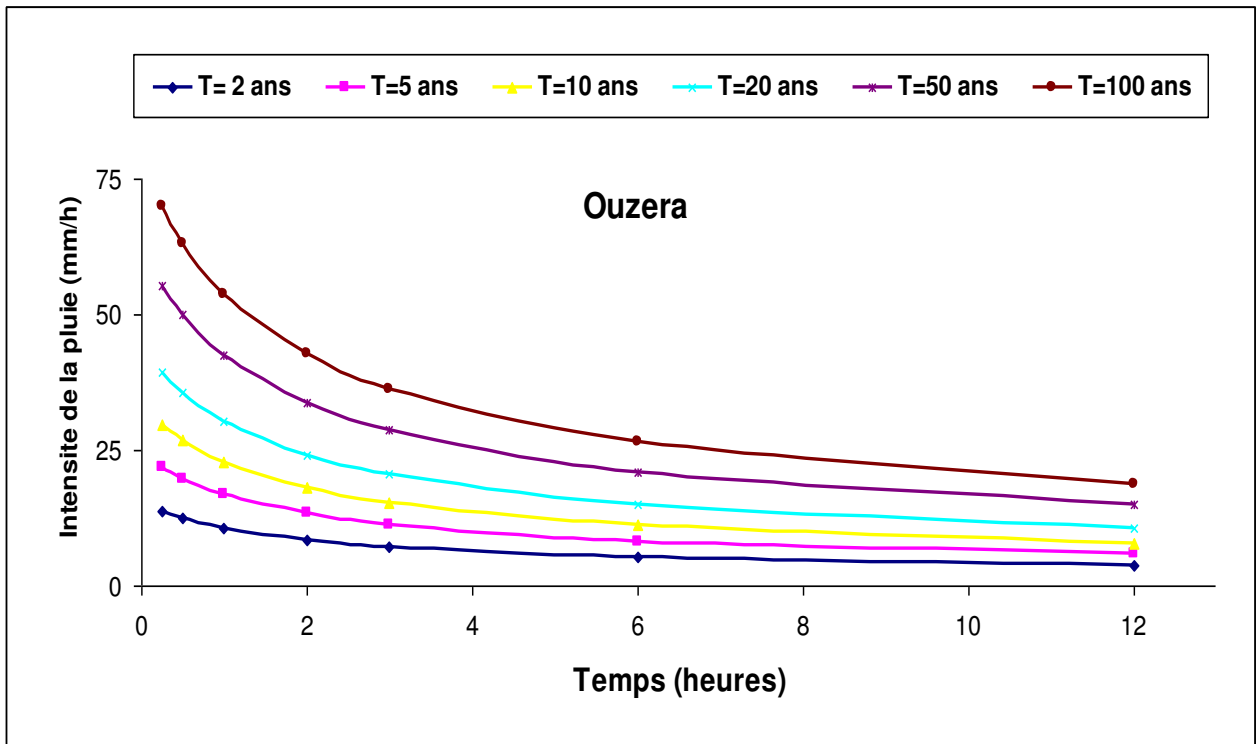
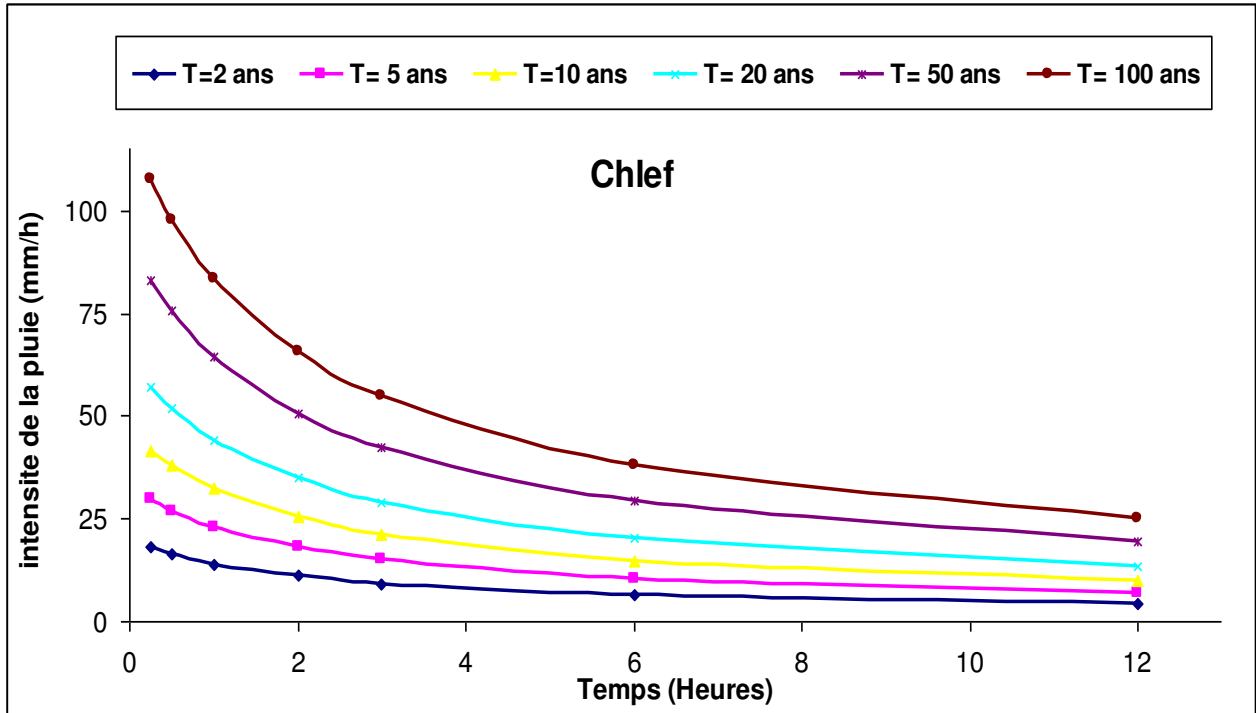


Fig 3.5 : Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Modèle de Koutsoyiannis, SMA) (suite)

Après l'étape de détermination des courbes IDF par les deux méthodes, une épreuve sera faite entre les intensités obtenues pour chaque période de retour, afin de faire une comparaison et de choisir le modèle qui prend au mieux aux séries (SMA).

Une des façons la plus couramment utilisée pour faire ce genre de vérification est de calculer la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes (*root mean square error*, rRMSE) entre les quantiles (I_{idf} , modèle globale de Koutsoyiannis) et les quantiles (I , méthode classique) à partir de l'ajustement de la FDP sous-jacente, (tableau 3.19)

$$rRMSE = \sqrt{\frac{1}{p} \left(\frac{I_{idf} - I}{I} \right)^2} \quad (3.18)$$

Tableau 3.19 rRMSE pour une chaque période de retour des stations (SMA, Gouraya, Chlef, Ouzera)

Période de retour (ans)		2	5	10	20	50	100
Erreur quadratique rRMSE (%)	Gouraya	37	42	48	53	61	69
	Chlef	37	44	51	58	69	77
	Ouzera	38	46	55	65	77	84

La figure 3.6 illustre cette étape.

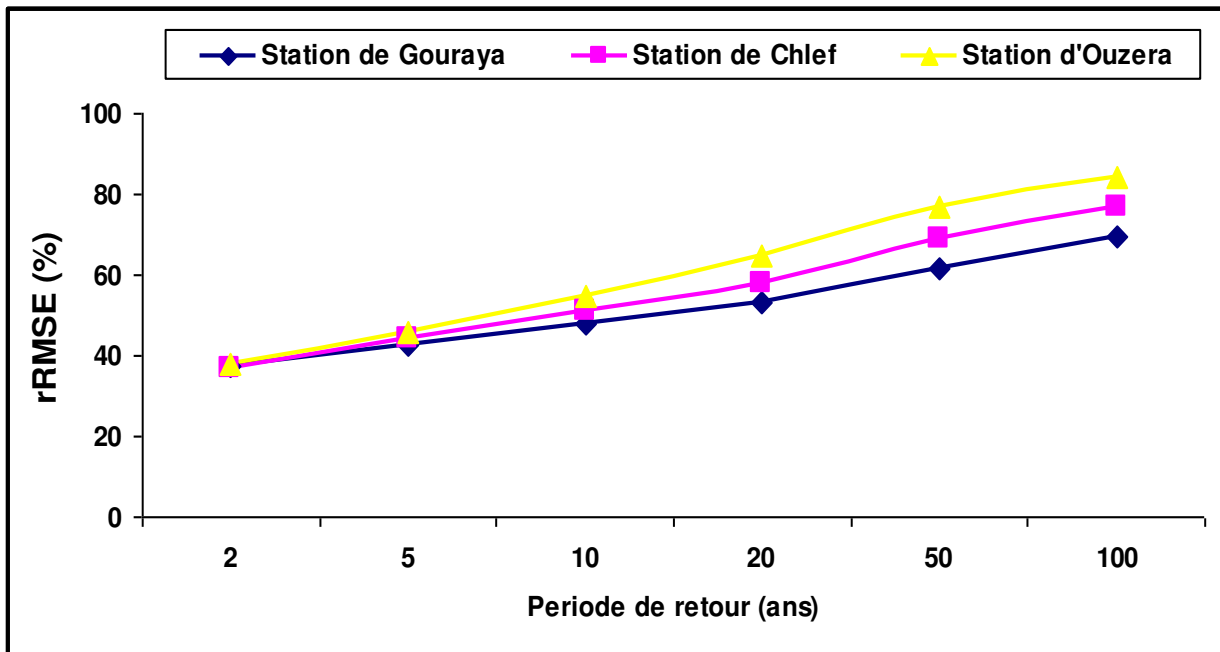


Figure 3.6 rRMSE pour une chaque période de retour des stations (Gouraya, Chlef, Ouzera)

Il ressort du tableau 3.19 que la racine carrée des erreurs quadratiques moyennes (rRMSE) est grande et s'accroît avec la période de retour, elle prend des valeurs entre 37 et 84%. D'après Koutsoyiannis, avoir des bons résultats, il faut qu'on dispose d'un nombre années d'observation élevé, donc ce résultat revient souvent à la taille des séries considérées. Donc, l'application du modèle global de Koutsoyiannis sur les SMA des stations examinées n'est pas valable, dans notre contexte.

Conclusion

L'objectif à atteindre était de modéliser les courbes IDF à partir des séries maxima annuelles par la méthode classique et le modèle global de Koutsoyiannis. 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. Afin d'atteindre ce but, au début la fiabilité (homogénéité) des données disponibles a été vérifiée et validée, pour cela 15 sur 17 années (station de Gouraya), 27 sur 28 années (station de Chlef) et 30 sur 31 années (station d'Ouzera) ont été validées.

Dans l'application de la méthode classique, la loi Gumbel a été exclue pour non adéquation et la loi log normale a été retenue. Le modèle puissance a donné la meilleure relation au vu du coefficient de détermination R^2 qui est plus de 90%, et a servi à la détermination de l'exposant climatique (Gouraya, 0.69) (Chlef, 0.64) et (Ouzera, 0.58). Dans les (SMA), pour ne prendre l'information par rapport l'intensité maximale observée, celle-ci sera pris en compte dans la formulation finale pour le calcul du débit pluviale des zones étudiées (a calculé statistiquement sera remplacé par l'intensité maximale (I)). Gouraya (I=0,48 mm/min), Chlef (I=0,88 mm/min), Ouzera (I=0,85 mm/min).

À l'application du modèle global de Koutsoyiannis, servi à la détermination des deux fonctions, $a(t)$ qui est en relation directe avec la fonction de distribution. La fonction $b(d)$ qui est caractérisée par deux paramètres dynamiques η et θ . La loi (GEV) a été exclu vu que le paramètre de forme pour toutes les séries est supérieur à zéro, en plus c'est leur variabilité, alors qu'il faut soit constant et négative, donc c'est la loi log normale qui a été prise et considérée pour l'élaboration des courbes IDF. Les deux méthodes cheminent vers un modèle qui sert au calcul des quantiles, l'erreur relative entre les deux méthodes dans les sens des SMA est grande, elle est entre 37 et 84%, ce résultat revient à la taille des séries qu'on dispose cela veut dire que l'application du modèle global de Koutsoyiannis sur les SMA ne donne pas des résultats convaincant.

3.2.2 Étude des (SDP)

3.2.2.1 Choix du seuil

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 mathématique de choix du seuil a été considéré, elle se base sur l'estimation du quantile extrême. 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 par l'approximation GPD.

Cette méthode d'estimation du seuil utilise donc la distribution de Pareto généralisée F_{GPD} et s'appuie sur la loi asymptotique des excès pour produire un estimateur de quantile extrême.

Un seuil aléatoire U_n est utilisé comme étant le quantile d'ordre $(1 - k/n)$:

$$U_n = F^{-1}(1 - k/n) \tag{3.19}$$

Où F^{-1} est l'inverse généralisé de la fonction de répartition F définie par :

$$F^{-1}(y) = \inf \{x : F(x) \geq y\} \tag{3.20}$$

Le nombre d'excès est un entier choisi. Il doit tendre vers l'infini avec la taille n de l'échantillon mais rester petit devant n pour que le seuil U_n soit suffisamment grand :

$$k \longrightarrow \infty \text{ et } k/n \longrightarrow 0 \text{ lorsque } n \longrightarrow \infty$$

Des solutions pour fixer k de manière à obtenir un estimateur asymptotiquement sans biais ont notamment été proposées par Goldie et Smith (1978) puis par De Haan et Peng (1998).

Le seuil doit être suffisamment élevé pour vérifier le caractère asymptotique du modèle, mais pas trop grand pour garder un nombre suffisant d'observations qui dépassent ce seuil afin de pouvoir estimer les paramètres du modèle.

En pratique, le seuil est estimé par la $(n - k)$ ième observation ordonnée ; c'est-à-dire $U_n = X_{(n-k)}$ qui correspond à la statistique d'ordre des observations situées au niveau de la queue de la distribution. Cette étape est faite par l'application d'un programme, en utilisant le logiciel (R).

Après l'application de ce programme sur les différents échantillonnages (chaque durée d'agrégation) et pour les trois stations, le résultat trouvé est résumé dans le tableau 3.20 :

Tableau 3.20 Seuils des séries (SDP) par le choix mathématique

Durée (min) station	15	30	60	120	180	360	720	1440
Gouraya	4.04	7.18	17.68	14.93	15.51	21.45	29.86	36.06
Chlef	5.53	5.6	7.13	12.92	15.36	32.54	26.72	48.84
Ouzera	7.79	10.02	16.8	18.47	17.43	17.87	22.3	25.04

Les séries des temps de références (15, 30 min), station de Gouraya, (30, 60 min) station de Chlef et (360 min) station d'Ouzera dépassent 50 échantillons, et pour que le test être appliqué (test statistique de Kruskal-Wallis). L'échantillon doit être inférieur ou égale à 50 ($N \leq 50$). À l'issue de cette condition, les seuils de dépassements des séries seront changés,

Pour la station de Gouraya :

15 min (de 4.04 à 4.32) et 30 min (de 7.18 à 7.5)

Pour la station de Chlef :

30 min (de 5.6 à 6.29) et 60 min (de 7.13 a 8.88)

Pour la station d'Ouzera :

360 min (de 17.14 à 17.87)

Vu que ce dépassement n'est pas trop élevé, donc le changement du seuil n'engendre pas un grand changement dans les estimations.

3.2.2.2 Etude 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.

Lors d'une analyse de la fonction d'auto corrélation d'une série chronologique, il peut s'avérer utile de savoir quels sont les termes ρ_k significativement différents de 0. Le test d'hypothèse est le suivant :

$$H_0 : \rho_k = 0$$

$$H_1 : \rho_k \neq 0$$

Pour un échantillon de grande taille ($T > 30$) le coefficient ρ_k tend de manière asymptotique vers une loi normale de moyenne 0 et d'écart type $(1/T^{0.5})$, de cela l'intervalle de confiance du coefficient ρ_k est donné par :

$$\rho_k = 0 \pm t_{\alpha/2} \frac{1}{\sqrt{T}} \quad (3.21)$$

Si le coefficient calculé ρ_k est à l'extérieur de cet intervalle de confiance, il est significativement différent de 0 au seuil α (en général $\alpha = 0,05$ et $t_{\alpha/2} = 1,96$).

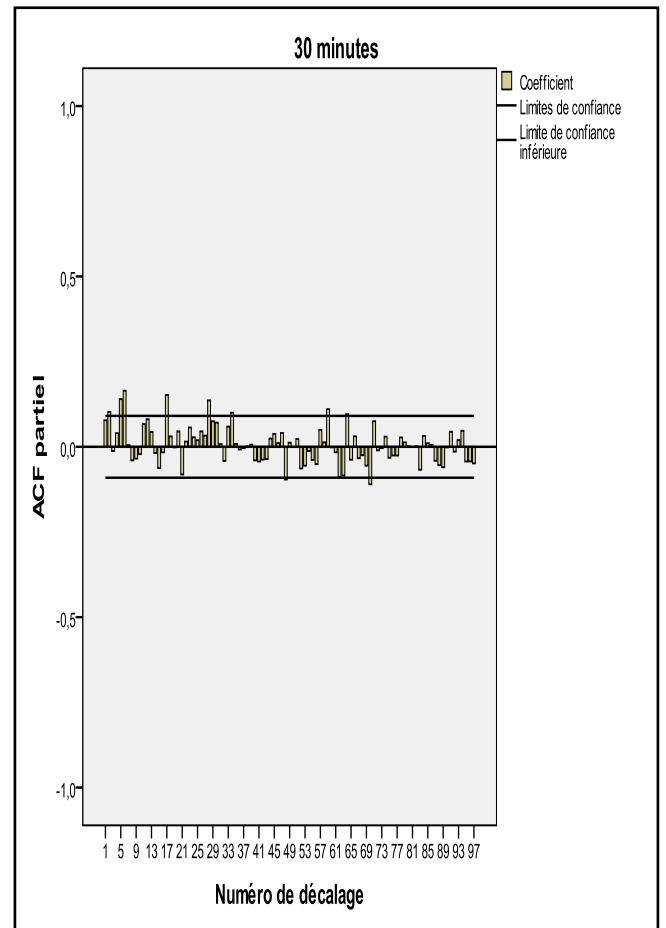
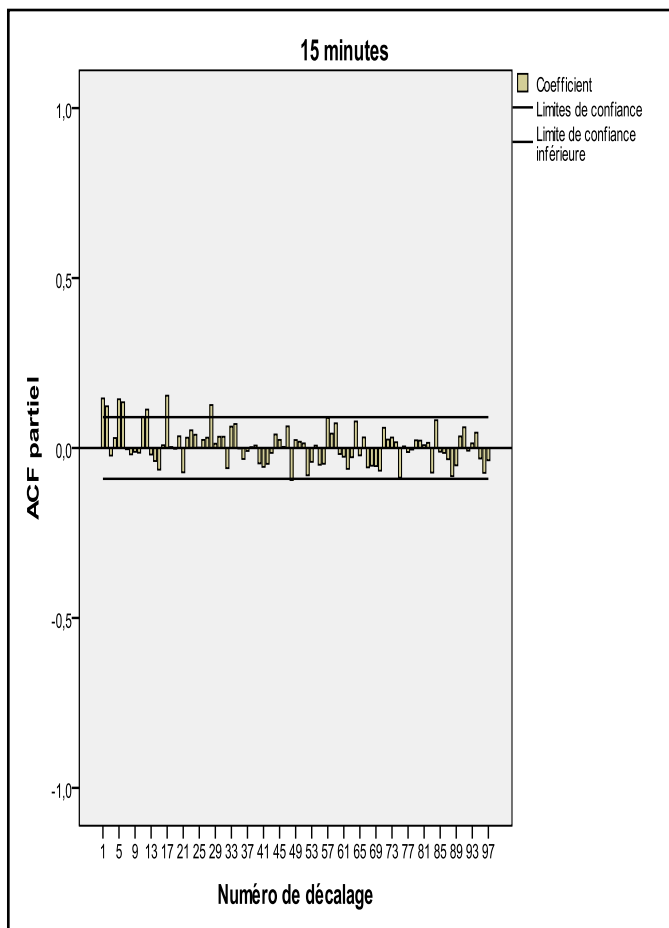
La fonction d'auto-corrélation est calculée pour les 3 SDP des stations considérées, et sur les 8 durées d'agrégation retenues, Le ρ obtenu peut prendre des valeurs comprises entre -1 et +1, le tableau 3.21 résume les résultats des intervalles de confiance pour les trois stations.

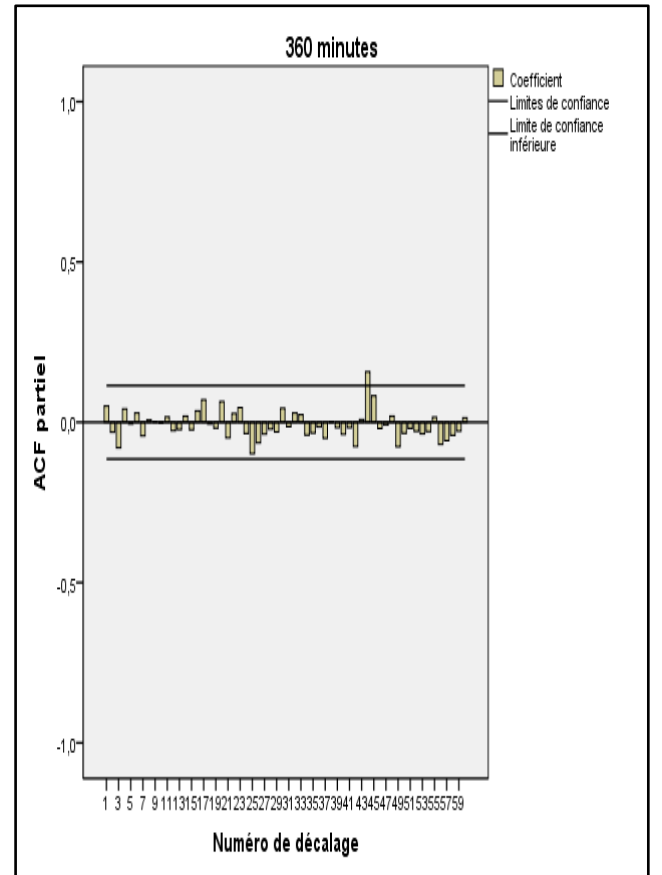
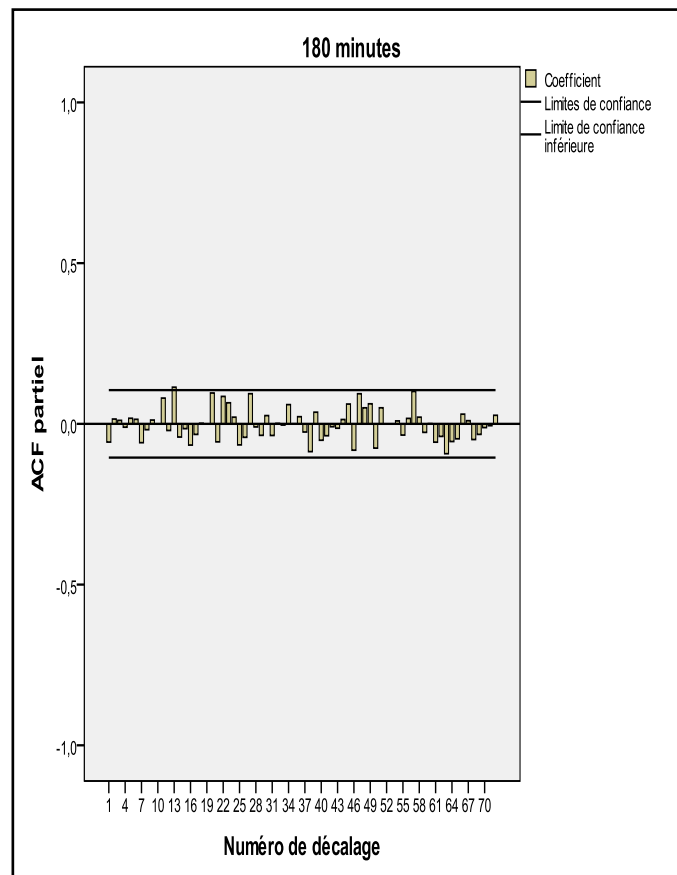
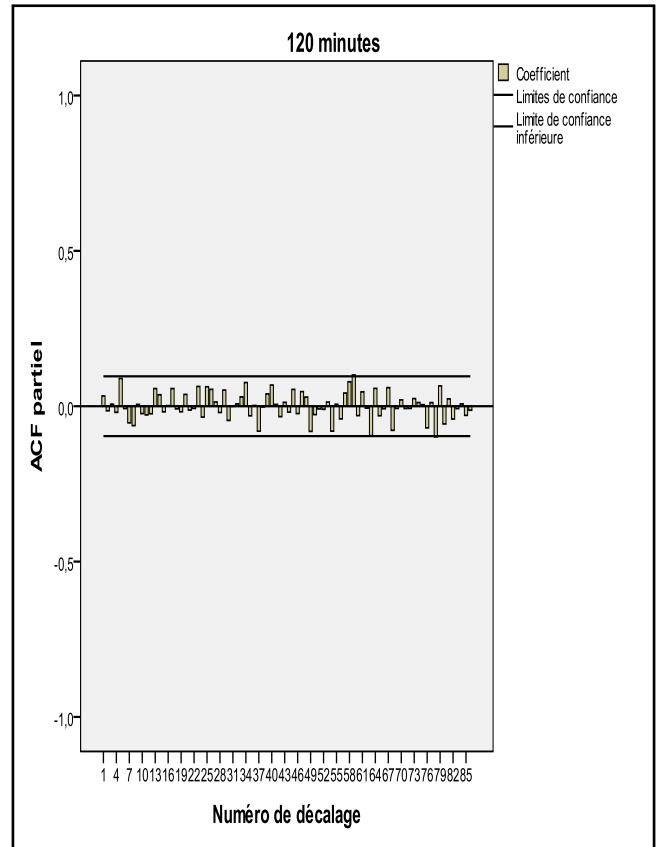
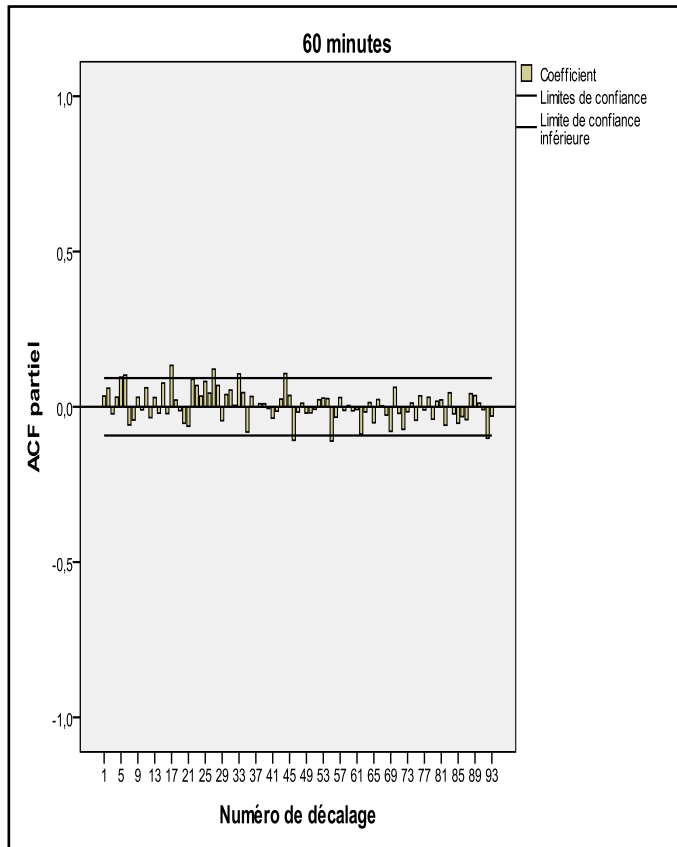
Tableau 3.21 Intervalles de confiance (ρ_k) de la fonction auto-corrélation

Stations	IC	Durées (minutes)							
		15	30	60	120	180	360	720	1440
Gouraya	$\pm\rho_k$	0,089	0,089	0,091	0,094	0,103	0,112	0,147	0,238
Chlef		0,078	0,078	0,079	0,081	0,085	0,090	0,110	0,157
Ouzera		0,078	0,078	0,078	0,079	0,082	0,085	0,097	0,128

Les résultats de l'indépendance obtenus sont de formes des corrélogramme

a- Cas d'étude : Gouraya





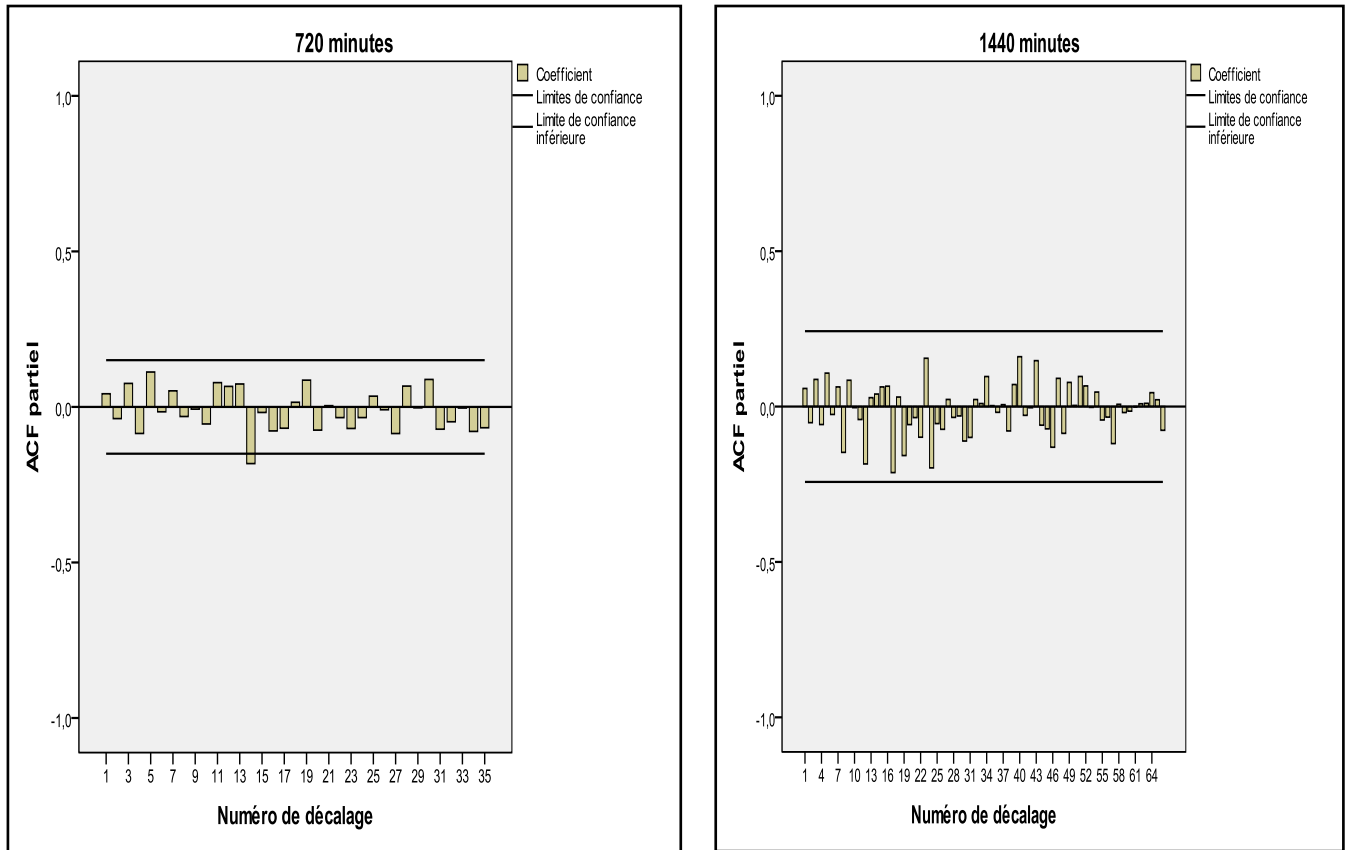
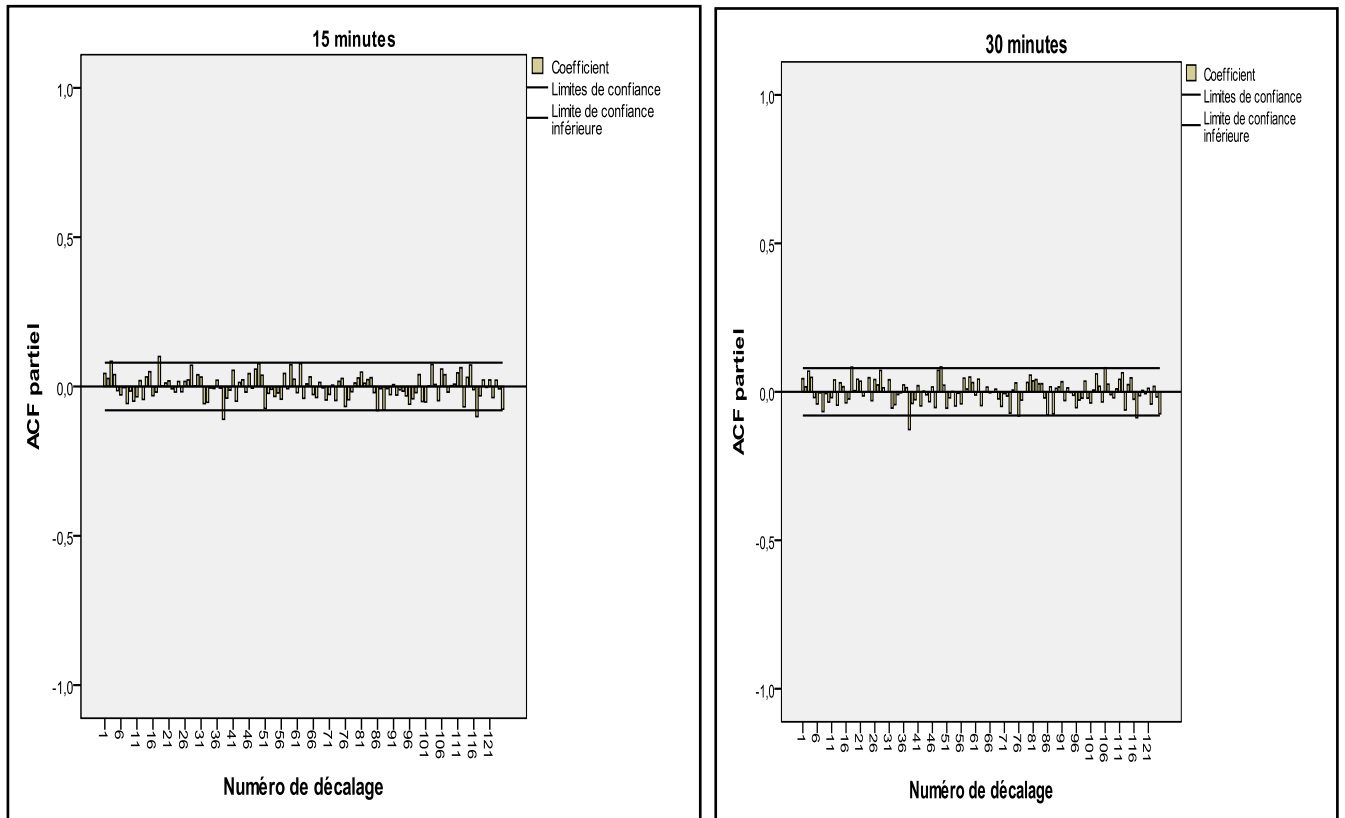
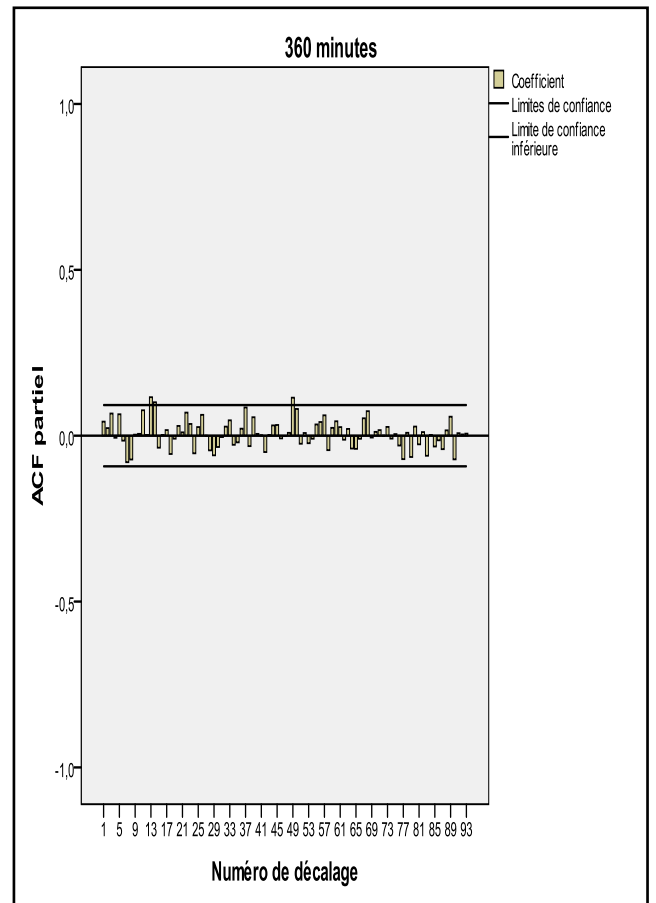
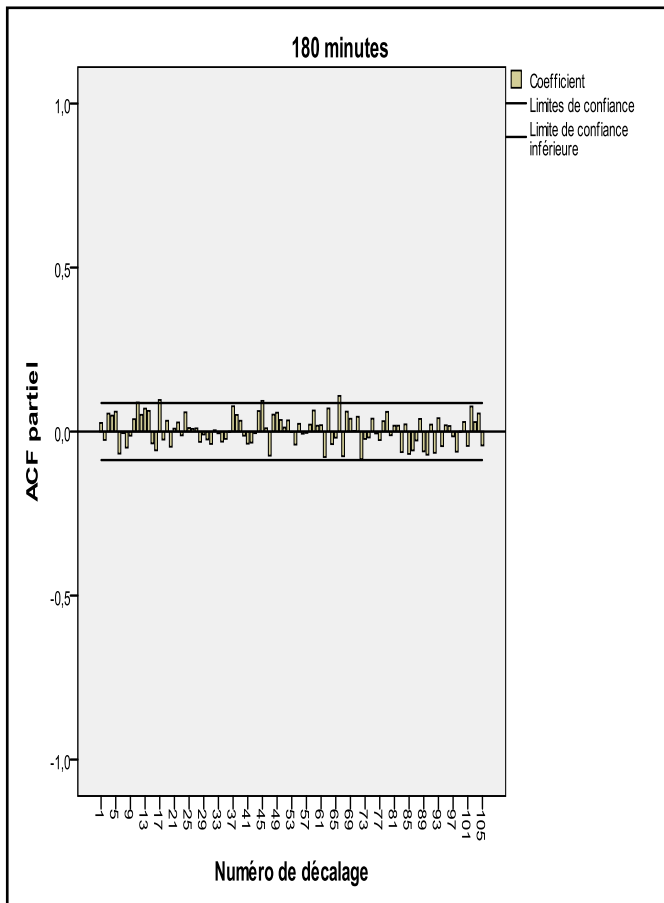
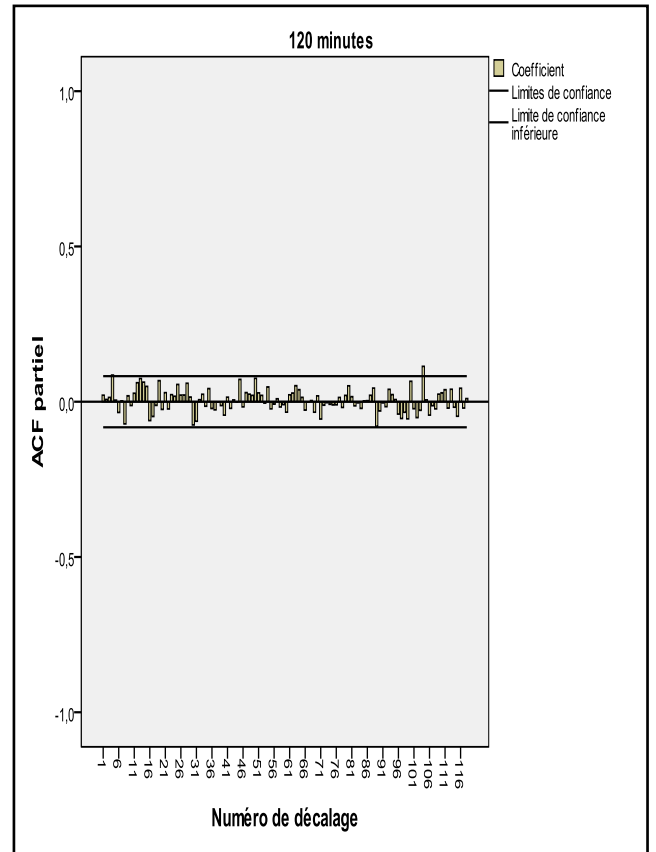
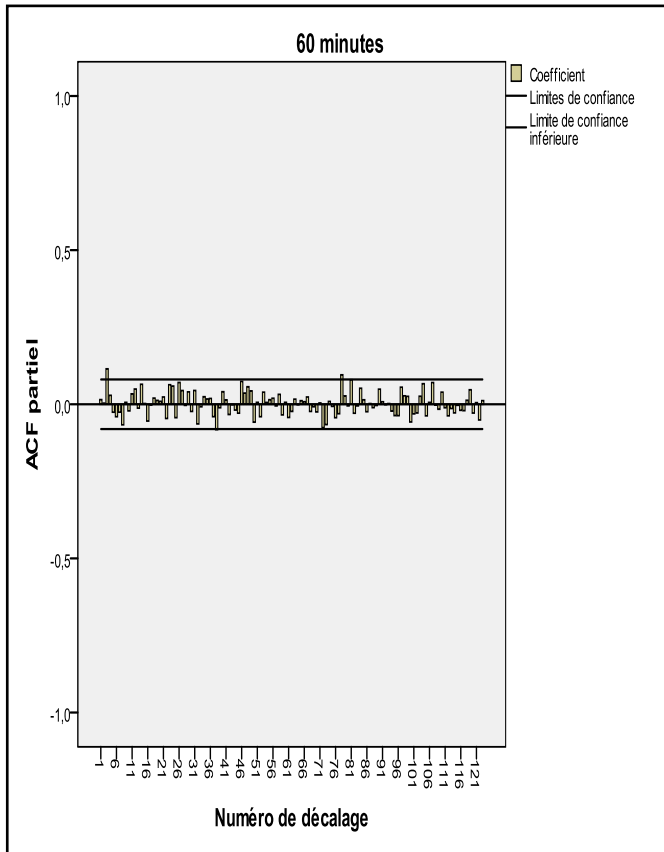


Figure 3.7 Fonction d’auto-corrélation pour les groupes des durées d’agrégations (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes, station de Gouraya)

b- d’étude : Chlef





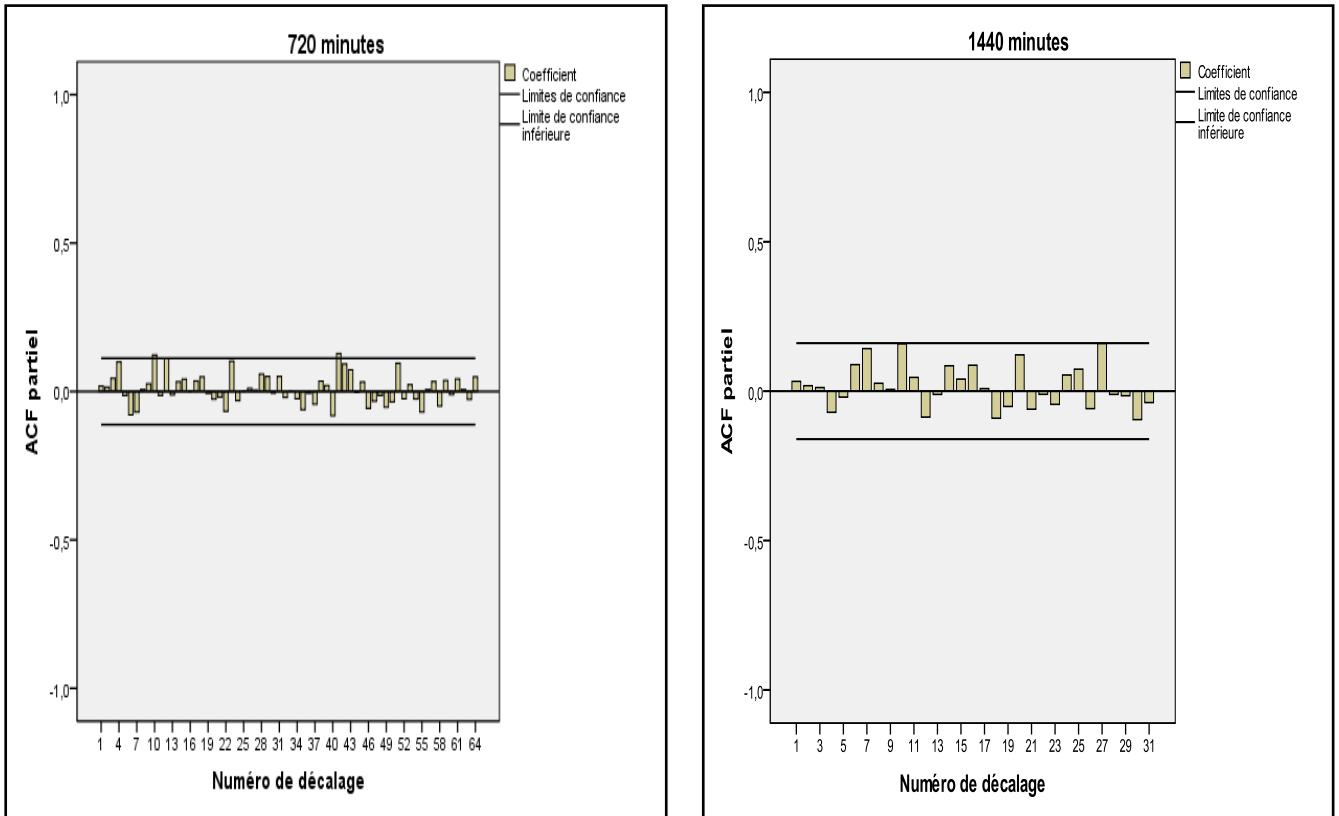
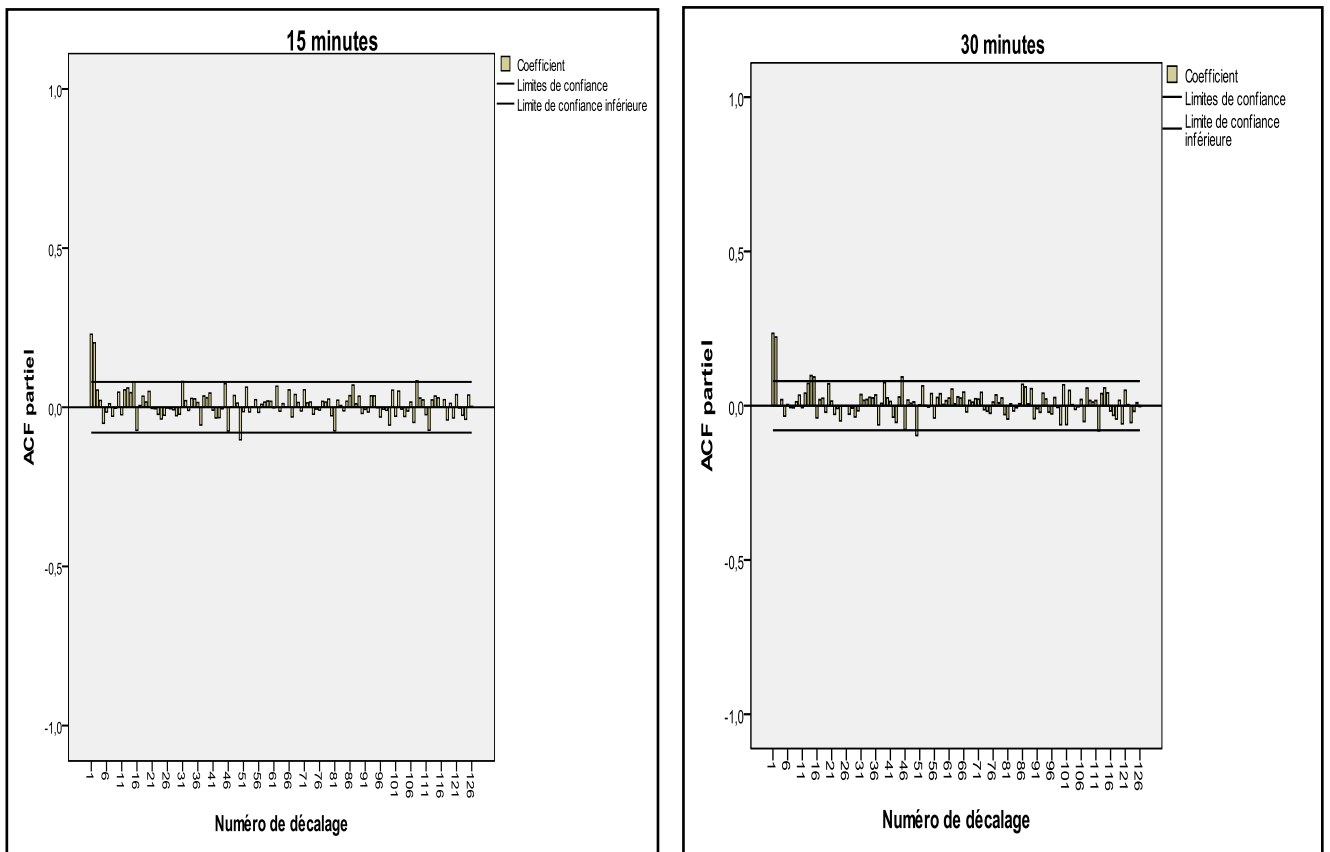
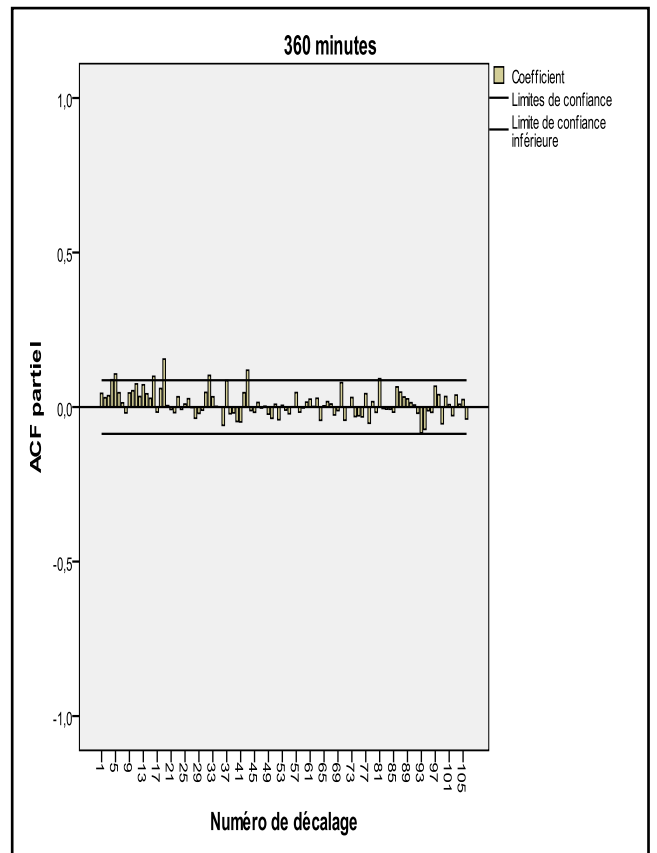
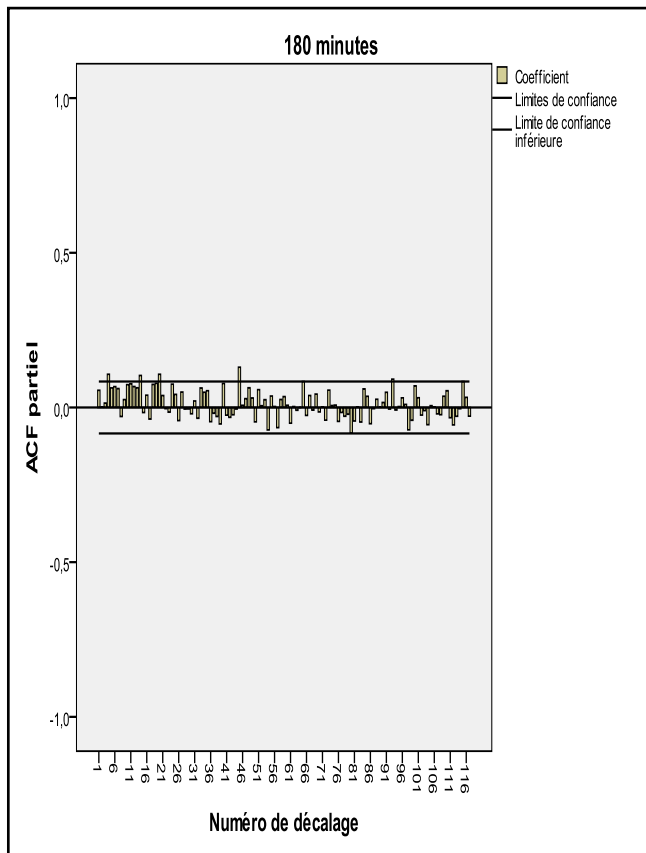
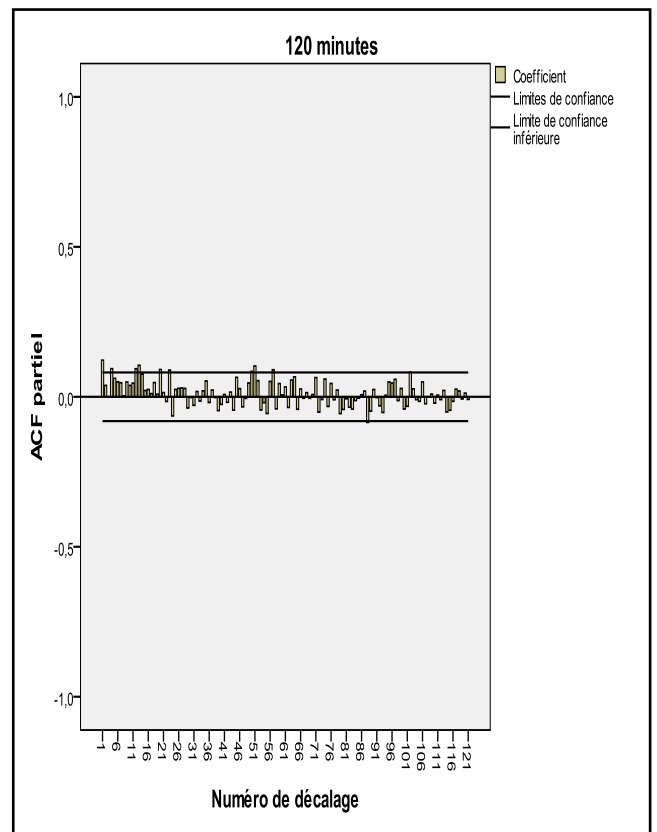
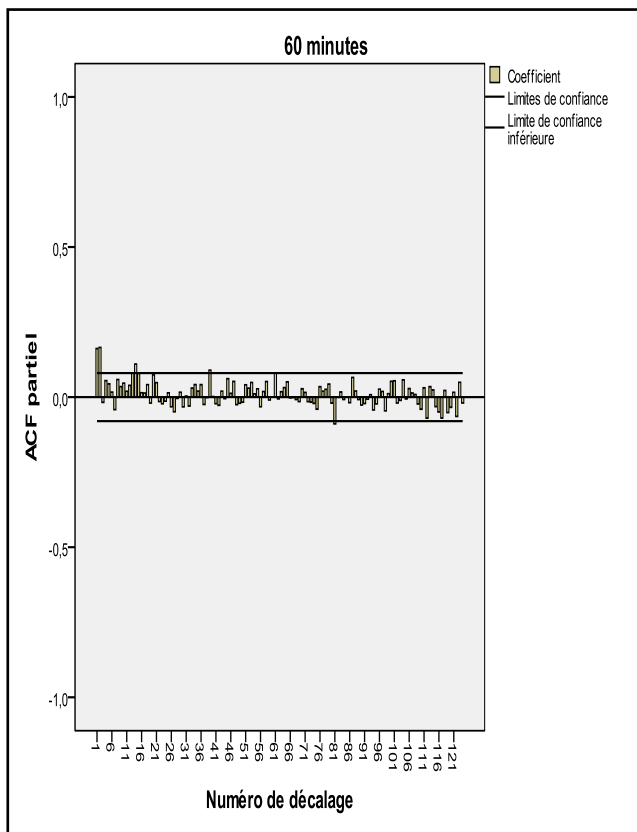


Figure 3.8 Fonction d'auto-corrélation pour les groupes des durées d'agrégations (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes, station de Chlef)

c- Cas d'étude : Ouzera





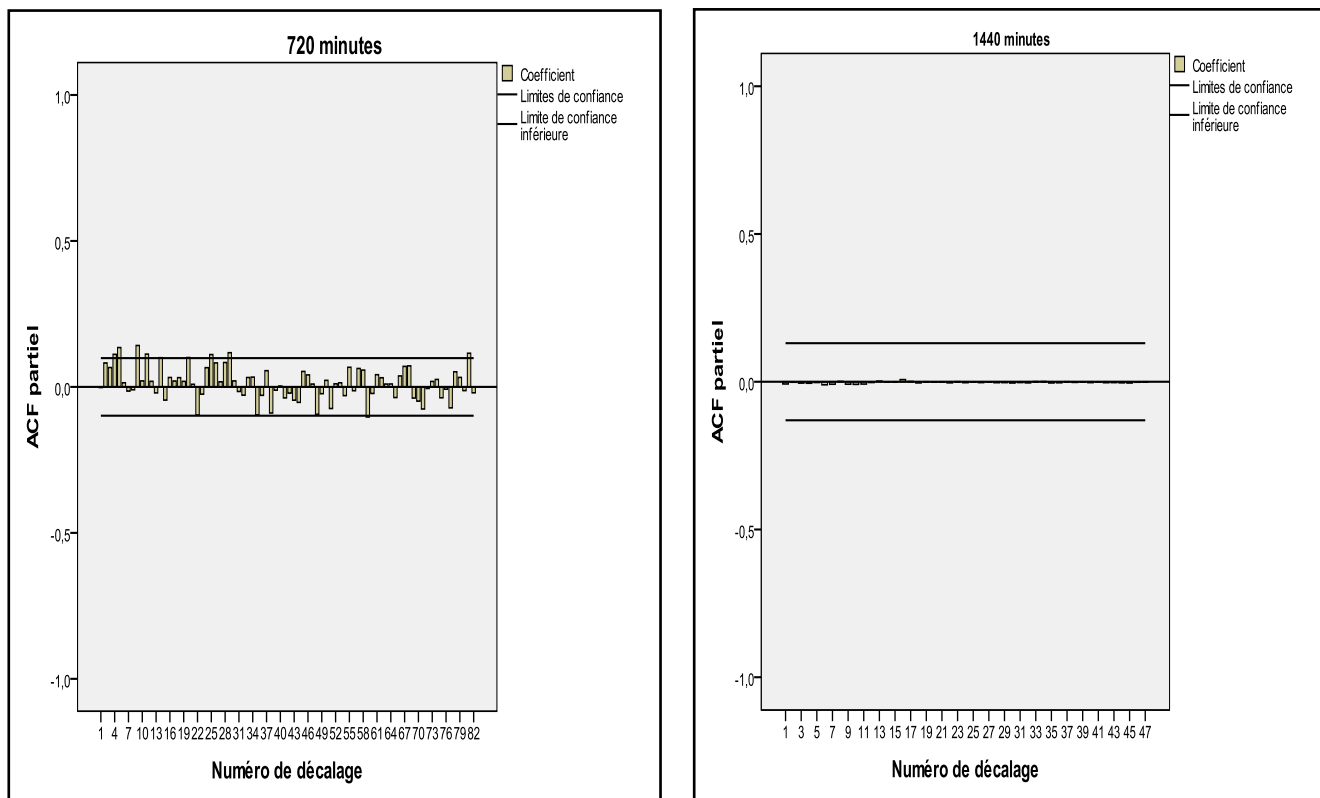


Figure 3.9 Fonction auto-corrélation pour les groupes des durées d’agrégations (15, 30, 60, 120, 180, 360, 720, 1440 minutes, station d’Ouzera)

L’analyse des figures (3.7- 3.8 - 3.9) obtenues sur la fonction auto- corrélation montre que pour toutes les stations et pour chaque durée d’agrégation, il existe une dépendance décelée sauf pour les groupes de 24 heures, où aucune dépendance est détectée. Mais cette dépendance décelée n’est pas trop élevée, vu qu’elle ne dépasse pas 1%, à titre d’un aperçu le tableau 3.22 montre ce résultat

Tableau 3.22 Indépendance en % pour toutes durées

Station de Gouraya								
Durées (minutes)	15	30	60	120	180	360	720	1440
Indépendance(%)	99	99	99	99,98	99,98	99,97	99,95	100
Station de Chlef								
Durées (minutes)	15	30	60	10	180	360	720	1440
Indépendance(%)	99,94	99,97	99,97	99,99	99,97	99,94	99,94	100
Station d’Ouzera								
Durées (minutes)	15	30	60	120	180	360	720	1440
Indépendance(%)	99,95	99,93	99,94	99,91	99,93	99,93	99,91	100

Il ressort du tableau 3.22 que l'indépendance des séries est assurée, vue les résultats (supérieur de 99%), cela veut dire que les séries sont déclarées indépendantes et qui sont suffisantes pour mettre en œuvre une analyse des évènements extrêmes, basée sur une SDP.

3.2.2.3 Méthode classique

Comme conseillé par Lang et al. (1999), après avoir vérifié que les données satisfont 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 (comme les méthodes des moments, maximum de vraisemblance, moments de probabilités pondérées ou encore la méthode des L-moments).

Deux fonctions de distributions cumulatives (FDC) sont adoptées aux séries SDP des trois stations pour le calcul des quantiles qui correspond aux périodes de retour : 2, 5, 10, 20, 50, 100 ans. La distribution suivant la loi Log normale a été prise pour les stations de Gouraya et Chlef, et la distribution suivant la loi exponentielle pour la station d'Ouzera. Les séries SDP s'ajustent bien à ces lois vu que le test de KH_i^2 est vérifié pour un seuil de signification de 95%.

L'ajustement pour les trois stations à servi au calcul des intensités moyennes maximales $\bar{i}_{t,p\%}$ pour les périodes de retour (2, 5, 10, 20, 50, 100). Les résultats obtenus sont résumés dans les tableaux 3.23, 3.24, 3.25, 3.26, 3.27, 3.28.

Tableau 3.23 Intensité moyennes maximales pour T= 2 ans (SDP)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	6.19	5.62÷6.76	24.76	9	8.77÷10.1	37.72	8.68	7.85÷9.52	34.72
30	11.9	10.6÷13.1	23.80	13.2	12.3÷14.1	26.40	7.8	7.26÷8.34	15.60
60	24.6	22÷27.2	24.60	19.9	17.7÷22	19.90	9.09	8.7÷9.48	9.09
120	24.7	22.5÷28.8	12.35	23.6	20.7÷26.5	11.80	16	15÷16.9	8.00
180	21.6	19.7÷23.5	7.20	22.9	20.5÷25.2	7.63	19	17.9÷20.1	6.33
360	29.6	27÷32.1	4.93	22	20.7÷23.3	3.67	37.5	34.7÷40.3	6.25
720	37.9	34.9÷41	3.16	27.9	26÷29.8	2.33	36.8	33.6÷39.9	3.07
1 440	45.3	41.7÷48.8	1.89	32.4	29.6÷35.3	1.35	64.1	56.4÷71.8	2.67

Tableau 3.24 Intensité moyennes maximales pour T= 5 ans (SDP)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	9.11	7.79÷10.4	36.44	11	9.93÷11.7	43.20	10.8	9.59÷12	43.20
30	16.5	14.5÷18.5	33.00	17	15.2÷18.4	33.60	11.3	9.52÷12	21.60
60	30.3	26.5÷34	30.30	23.4	20.4÷26.4	23.40	11.7	10.8÷12.6	11.70
120	30.5	27.2÷34.8	15.25	28.9	24.8÷33	14.45	20.1	18÷22.3	10.05
180	28.2	25.3÷31.1	9.40	28.7	25.3÷32.1	9.57	23.9	21.5÷26.4	7.97
360	37.7	33.9÷41.5	6.28	28.5	25.5÷31.6	4.75	44.8	38.3÷51.3	7.47
720	45.2	41÷49.5	3.77	35.6	31.2÷40	2.97	50.5	43.3÷57.7	4.21
1 440	52.9	48.1÷57.7	2.20	42.7	36.1÷49.3	1.78	86	68.1÷104	3.58

Tableau 3.25 Intensité moyennes maximales pour T= 10 ans (SDP)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	11.3	9.43÷13.2	45.20	11.6	10.5÷12.7	46.40	12.1	10.5÷13.7	48.40
30	19.6	16.8÷22.4	39.20	17	15.2÷18.4	34.00	13	11.2÷14.8	26.00
60	33.7	28.9÷38.6	33.70	25.5	21.6÷29.3	25.50	13.7	12.4÷15	13.70
120	33.9	29.5÷39.3	16.95	32.1	26.8÷37.5	16.05	23.3	20.2÷26.4	11.65
180	32.4	28.5÷36.2	10.80	32.3	27.8÷36.8	10.77	27.7	24.2÷31.2	9.23
360	42.9	37.8÷47.9	7.15	33.5	29.2÷37.8	5.58	50.3	40.9÷59.7	8.38
720	49.6	44.2÷55	4.13	41.4	35.2÷47.7	3.45	60.9	50.5÷71.2	5.08
1 440	57.4	51.3÷63.5	2.39	50.5	41÷59.9	2.10	103	76.9÷128	4.29

Tableau 3.26 Intensité moyennes maximales pour T= 20 ans (SDP)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	13.5	11.1÷16	54.00	12.3	11÷13.7	49.20	13.3	11.3÷15.3	53.20
30	22.5	18.9÷26.2	45.00	18	16÷19.9	36.00	15.3	12.9÷17.6	30.60
60	36.9	30.8÷42.9	36.90	27.3	22.6÷32	27.30	15.7	14÷17.4	15.70
120	37	31.4÷43.7	18.50	35.1	28.4÷41.8	17.55	26.4	22.4÷30.4	13.20
180	36.3	31.4÷41.2	12.10	35.6	30÷41.3	11.87	31.4	26.8÷36	10.47
360	47.6	41.3÷54	7.93	38.5	32.8÷44.1	6.42	55.8	43.6÷68.1	9.30
720	53.5	46.8÷60.2	4.46	47.3	39.1÷55.4	3.94	71.2	57.8÷84.7	5.93
1 440	61.4	54÷68.8	2.56	58.3	45.9÷70.6	2.43	119	85.6÷153	4.96

Tableau 3.27 Intensité moyennes maximales pour T= 50 ans (SDP)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	16.5	13.2÷19.7	66.00	13.2	11.5÷14.9	52.80	14.8	12.3÷17.4	59.20
30	26.4	21.5÷31.4	52.80	19.4	17÷21.8	38.80	18.2	15.2÷21.3	36.40
60	40.8	33.1÷48.5	40.80	29.6	23.7÷35.4	29.60	18.3	16.1÷20.6	18.30
120	42.3	34.9÷49.7	21.15	38.7	30.2÷47.2	19.35	30.6	25.4÷35.8	15.30
180	41.2	34.8÷47.7	13.73	39.8	32.6÷47.1	13.27	36.4	30.4÷42.4	12.13
360	53.6	45.4÷61.8	8.93	45	37.7÷52.4	7.50	63.1	47.1÷79.2	10.52
720	58.3	49.9÷66.7	4.86	55	44.3÷65.6	4.58	85	67.3÷103	7.08
1 440	66.2	57÷75.5	2.76	68.5	52.4÷84.7	2.85	141	97.1÷185	5.88

Tableau 3.28 Intensité moyennes maximales pour T= 100 ans (SDP)

Durée D'agrégation	Gouraya			Chlef			Ouzera		
	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$	P_{Max} (mm)	limite	$\bar{i}_{t,p\%}$
15	18.7	14.9÷22.5	74.80	13.8	11.9÷15.7	55.2	15.9	12.9÷18.9	63.60
30	29.4	23.4÷35.4	58.80	20.4	17.6÷23.2	40.8	20.5	16.9÷24.1	41.00
60	43.6	34.6÷52.7	43.60	31.2	24.4÷37.9	31.2	20.3	17.7÷22.9	20.30
120	46.2	37.4÷55.1	23.10	41.3	31.4÷51.3	20.65	33.8	27.6÷39.9	16.90
180	44.9	37.3÷52.6	14.97	42.9	34.3÷51.4	14.3	40.1	33÷47.2	13.37
360	58	48.3÷67.7	9.67	50	41.3÷58.7	8.33	68.6	49.7÷87.5	11.43
720	61.7	52÷71.4	5.14	60.8	48.2÷73.4	5.07	95.3	74.6÷116	7.94
1 440	69.7	59.1÷80.3	2.90	76.3	57.3÷95.3	3.18	158	106÷209	6.58

Le calcul des quantiles pour les différentes périodes de retour servi à l'établissement des courbes IDF des stations considérées, intensité maximale moyenne maximale de la pluie (mm/h) en fonction du temps (minutes), la figure 3.10 illustre ce résultat.

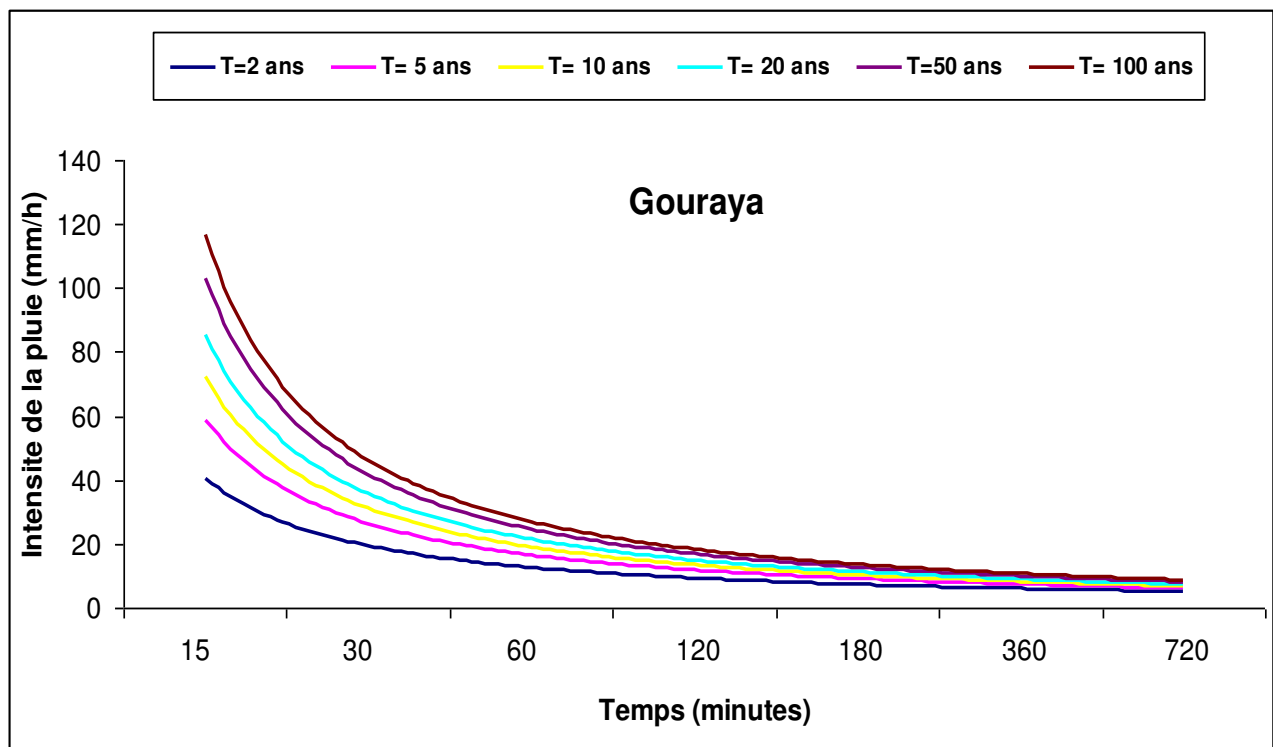


Figure 3.10: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Méthode classique, SDP)

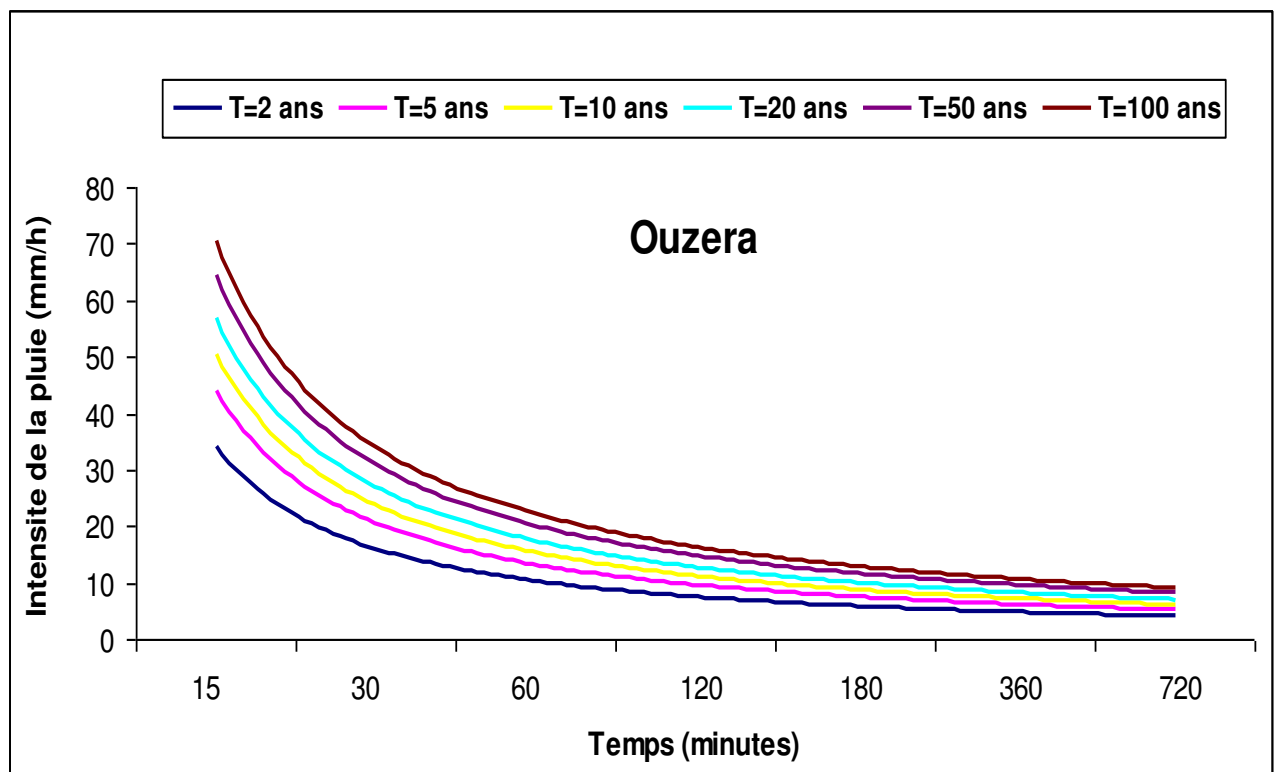
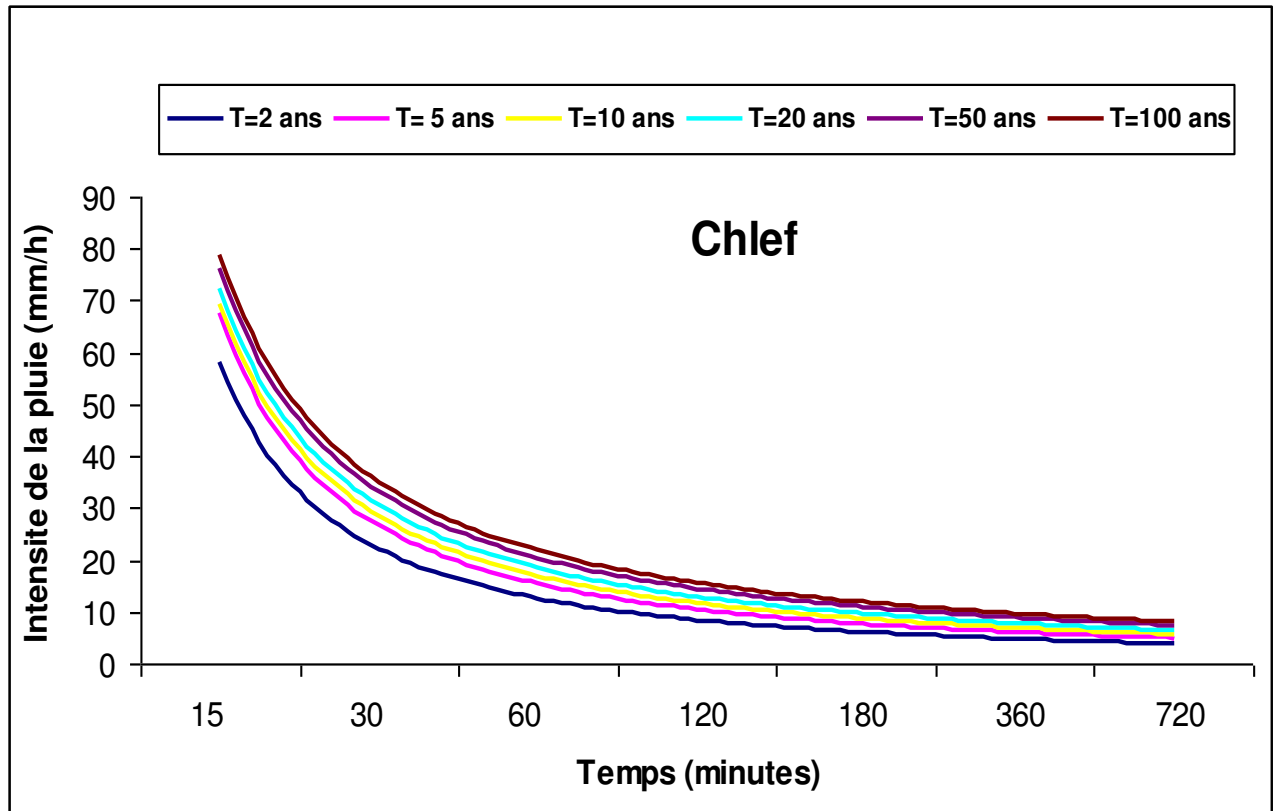


Figure 3.10: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Méthode classique, SDP) (suite)

La figure 3.10 représente un jeu de courbes IDF correspondant chacune à une période de retour donnée (de 2 à 100ans), pour chaque stations Gouraya, Chlef et Ouzera. Pour les petites durées d'agrégations ($T \leq 60$ min), les courbes IDF des stations présentent une courbure vers le haut, c'est-à-dire que les quantiles estimés amoindrissent d'une manière rapide, tandis qu'elles présentent une baisse pour les grandes durées d'agrégations donc, les quantiles tendent vers la stabilisation. Aussi, les courbes IDF de différentes périodes de retour n'ont pas détachées et qui sont très assemblées notamment à partir de $T \geq 120$ min.

3.2.2.4 Méthode fréquentielle globale de Koutsoyiannis

Dans cette étude, il a été retenu une seul SDP pour chaque station vue que le choix du seuil fait par le chemin mathématique, dont les valeurs sont indépendantes. Après cette étape, reste à procéder à la transformation des valeurs des SDP suivant la relation $Y_i = \lg b(d_j)$, et au calcul de la statistique Kruskal-Wallis K_{KW} (eq 3.14).

Les résultats du calcul de la statistique de Kruskal-Wallis sont résumés dans le tableau 3.29

Tableau 3.29 Estimation des paramètres η et θ des SDP par la méthode d'estimation robuste

SDP			
Station	Gouraya	Chlef	Ouzera
K_{kw}	54,42	25,9	75
η	0,622	0,812	0,615
θ	6	7	6

Il ressort du tableau 3.29 que le paramètre η est presque le même pour les différentes séries de durées partielles des stations Gouraya et Ouzera à l'exception la SDP de la station de Chlef. La statistique de Kruskal-Wallis prend la valeur minimum pour la station de Chlef.

Après l'estimation des paramètres dynamiques, il est nécessaire de calculer les paramètres de la fonction de distribution de probabilité sous-jacente de la SDP/Log normale de chaque station. Deux paramètres seront estimés, μ , σ et qui sont les paramètres d'échelle et de forme de la loi log normale, le tableau 3.30 montre ce résultat.

Tableau 3.30 Estimation des paramètres suivant la loi log normale pour les séries SDP transformées

Paramètres	Station		
	Gouraya	Chlef	Ouzera
μ	1.22	2.14	1.09
σ	0.355	0.26	0.31

D'après les résultats des tableaux 3.29 et 3.30, les deux fonctions $a(t)$ et $b(d)$ qui forment le modèle global de Koutsoyiannis sont définies, de cela les relations des courbes IDF dérivant des séries SDP de nos stations sont formulées en 3.22, 3.23 et 3.24 :

a. Station de Gouraya

$$i_{T,d} = \frac{\text{Exp}\left[1.22 + 1.9\left(1 - \frac{1}{T}\right)^{0.12} - 1.9\left(\frac{1}{T}\right)^{0.12}\right]}{(d + 6)^{0.622}} \quad (\text{d/heure, i/mm h}^{-1}) \quad (3.22)$$

b. Station de Chlef

$$i_{T,d} = \frac{\text{Exp}\left[2.14 + 1.39\left(1 - \frac{1}{T}\right)^{0.12} - 1.39\left(\frac{1}{T}\right)^{0.12}\right]}{(d + 7)^{0.812}} \quad (\text{d/heure, i/mm h}^{-1}) \quad (3.23)$$

c. Station d'Ouzera

$$i_{T,d} = \frac{\text{Exp}\left[1.09 + 1.66\left(1 - \frac{1}{T}\right)^{0.12} - 1.66\left(\frac{1}{T}\right)^{0.12}\right]}{(d + 6)^{0.615}} \quad (\text{d/heure, i/mm h}^{-1}) \quad (3.24)$$

Les courbes IDF des différentes stations établies par les relations précédentes (3.22), (3.23) et (3.24) sont illustrées par figure 3.11:

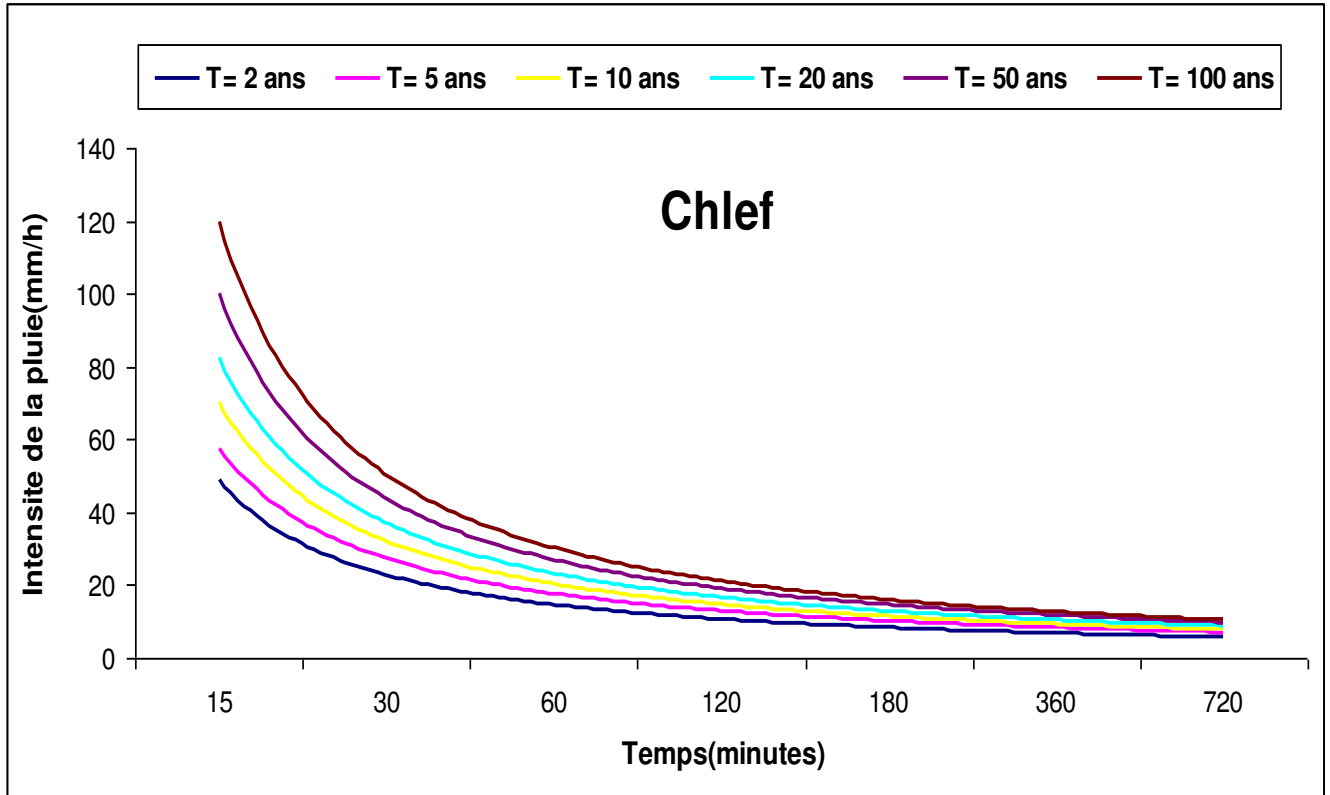
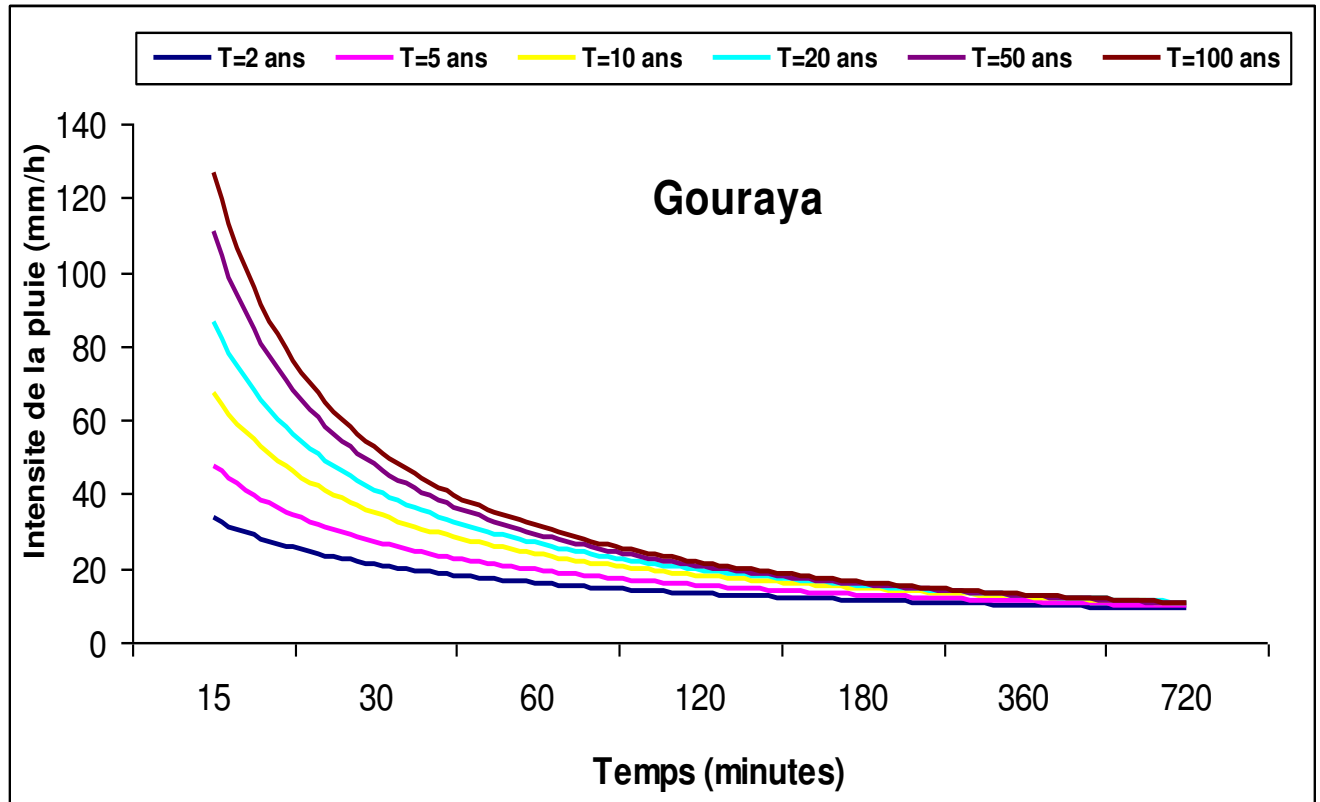


Figure 3.11: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Modèle de Koutsoyiannis, SDP)

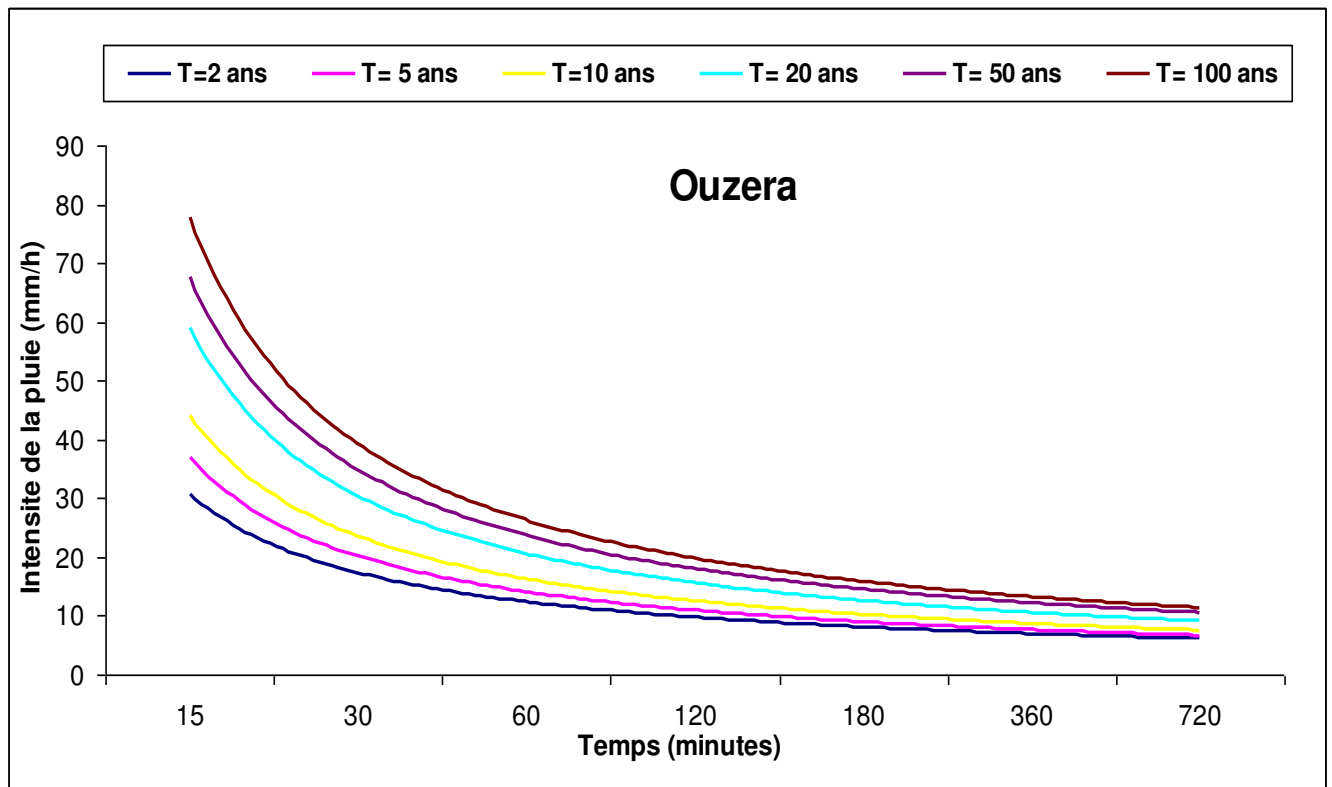


Figure 3.11: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Modèle de Koutsoyiannis, SDP) (suite)

Les deux méthodes appliquées sur les SDP mènent à l'établissement des courbes IDF, l'application de la rRMSE (l'erreur quadratique (eq 3.18)) entre les différents quantiles estimés par ces dernières donne le résultat suivant :

Les petits temps de références ($t \leq 120$ min, Gouraya) et ($t \leq 180$ min, Chlef et Ouzera), remarque une grande convergence entre les quantiles vu que l'erreur prend des valeurs que ne dépasse pas les 7%. À partir de ces derniers temps respectivement pour chaque station, l'erreur diverge et dépasse les 7% et arrive jusqu'à 80%. Ce résultat est valable pour chaque période de retour (de 2 à 100ans). La figure 3.12 représente le cas de Gouraya, et qui sera le même cas pour les autres stations (Chlef, Ouzera).

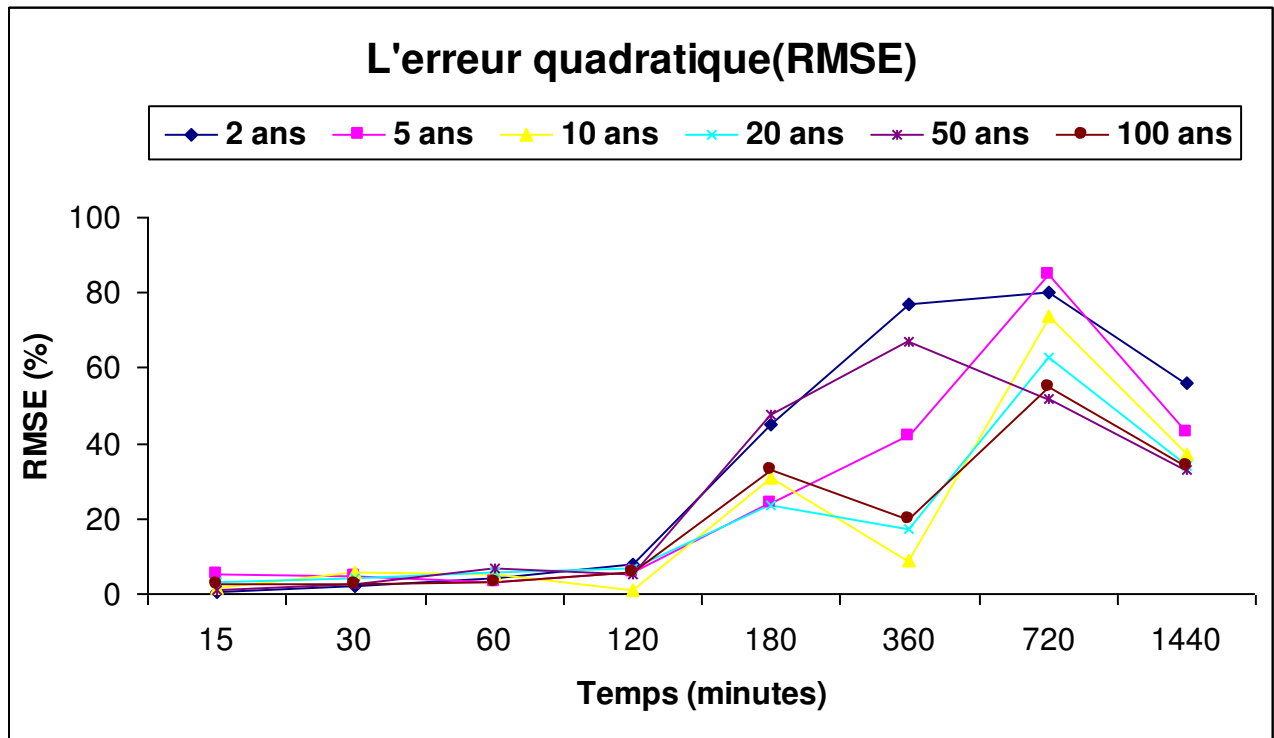


Figure 3.12: Erreur quadratique entre les quantiles estimés par les deux méthodes appliquées sur les séries SDP

Le tableau 3.31 donne un aperçu sur la moyenne de l'erreur quadratique pour les trois stations.

Tableau 3.31 rRMSE globale pour chaque période de retour des stations (SDP, Gouraya, Chlef, Ouzera)

Période de retour (ans)		2	5	10	20	50	100
Erreur quadratique rRMSE (%)	Gouraya	57	37	29	28	28	26
	Chlef	43	34	30	30	25	23
	Ouzera	40	30	29	28	27	31

Il ressort du tableau 3.31 que la moyenne de l'erreur quadratique de chaque période de retour est comprise entre 27% et 57%, elle est presque la même pour chaque station. ce résultat provient au fait d'avoir considéré toutes les intensités des durées d'agrégations de 15 à 1440min pour l'établissement des courbes IDF, mais si on s'intéresse que par les intensités des premiers temps ($t \leq 180$ min) vue que celles qui engendrent les inondations, implique une bonne convergence entre les deux méthodes appliquée sur les SDP.

L'une des comparaisons les plus courantes utilisées est celle qui prend les quantiles estimés par la méthode classique appliquée sur les SMA et le modèle global de Koutsoyiannis appliqué sur les SDP, d'après Koutsoyiannis, le bon résultat (modèle global) revient à l'erreur quadratique, il faut qu'il soit inférieur à 5%. Le tableau 3.32 montre le résultat trouvé.

Tableau 3.32 rRMSE globale pour chaque période de retour des stations (SDP, modèle globale /SMA, classique. Gouraya, Chlef, Ouzera)

Période de retour (ans)		2	5	10	20	50	100
Erreur quadratique rRMSE (%)	Gouraya	59	30	22	15	15	18
	Chlef	61	29	19	15	9	11
	Ouzera	85	60	56	53	54	56

Il ressort du tableau 3.32 que, l'erreur quadratique pour toutes les périodes de retour des stations considérées dépasse 5% et elle arrive jusqu'à 85%, donc une grande convergence entre les estimations est remarquée. Cela veut dire que les estimations du modèle global de Koutsoyiannis appliqué sur les SDP ne sont pas satisfaisantes, vu l'utilisation d'une seule série SDP qui est dérivée d'un choix mathématique du seuil de dépassement.

Conclusion

La modélisation des courbes IDF à partir des séries de durées partielles par la méthode classique et le modèle global de Koutsoyiannis est étudiée. Afin d'atteindre cet objectif, une étude préalable des séries est réalisée. Il s'agit de l'étude de l'indépendance qui est un facteur obligatoire qu'on doit s'assurer. L'analyse de la fonction d'auto-corrélation des séries chronologiques est calculée pour les stations considérées sur les 8 durées d'agrégation retenues de 15 à 1440min. A l'issue de cela, l'indépendance est vérifiée avec un pourcentage qui dépasse 99% et les séries sont déclarées indépendantes. Ces dernières sont prises pour mettre en œuvre une analyse des événements extrêmes, basée sur les SDP.

Cette analyse fixe un seuil de dépassement. Ce dernier est choisi dans la plupart des cas par la méthode physique mais dans notre cas d'étude, c'est la voie mathématique qui a été considérée, de cela chaque station sera représentée par une seule SDP.

Dans l'application de la méthode classique sur les SDP, deux fonctions de distributions cumulatives sont utilisées afin de calculer les quantiles des périodes de retours (2, 5, 10, 20, 50, 100), il s'agit de la loi Lognormale pour les deux stations Gouraya, Chlef et la loi exponentielle pour la station de Ouzera, ces séries s'ajustent bien à ces lois vue que le test de χ^2 est vérifié avec un seuil de signification de 95%.

Ainsi, pour le modèle global de Koutsoyiannis appliqué aux séries SDP, c'est l'identification de la fonction $a(t)$, là où le modèle suivant la loi Lognormale a été sélectionné et deux paramètres σ_z μ_z seront calculés représentant respectivement les paramètres d'échelle et de forme (Tableau 3.30), et la fonction $b(d)$ qui est caractérisée par les paramètres dynamiques (Tableau 3.29).

La comparaison entre les quantiles des deux modèles appliquées sur les SDP montre qu'il existe une bonne convergence pour les premiers temps vue que l'erreur quadratique ne dépasse pas 7%, mais à partir d'un certain temps ($t \leq 120$ min, Gouraya) et ($t \leq 180$ min, Chlef et Ouzera) c'est la naissance d'une divergence. L'examen de l'erreur quadratique globale de chaque période de retour montre qu'elle est comprise entre 27% et 57%. Cette dernière s'explique par l'utilisation de toutes les durées d'agrégations dans la construction des courbes IDF.

La validation du modèle global de Koutsoyiannis revient à la comparaison entre les quantiles (SDP, modèle globale/ SMA, classique). Cette dernière montre qu'il y a une divergence (l'erreur dépasse 5%). Cela veut dire que les estimations dérivant de l'application de ce modèle sur les SDP ne pas satisfaisantes. Ce résultat découle de l'utilisation d'une seule série SDP qui est en relation directe avec le choix mathématique du seuil de dépassement.

3.2.3 Méthode marginale multifractale

Une autre approche est considérée. Les courbes IDF sont établies par une approche qui s'appelle la méthode marginale. Cette dernière à plusieurs branches, parmi les plus utilisées, est s'agit de la méthode marginale multifractale.

D'après Venneziano (2007), la méthode marginale consiste à estimer la distribution de l'intensité maximale à partir de la distribution moyenne de l'intensité suivant la relation (3.25).

$$F_{I_{\max}(d)} = [F_{I(d)}]^{\frac{1}{d}} \quad (3.25)$$

Où, d exprime le temps (min).

Exprimons l'équation 3.25 en terme de probabilité, donc :

$$\Rightarrow P[I_{\max}(d) \leq i] = \{P[I(d) \leq i]\}^{\frac{1}{d}} \quad (3.26)$$

et

$$\Rightarrow P[I_{\max}(d) \geq i] = \{P[I(d) \geq i]\}^{\frac{1}{d}} \quad (3.27)$$

Si la probabilité que $I_{\max}(d) \leq i$ est négligée donc, on s'intéresse que par $I_{\max}(d) \geq i$. ce qui implique que

$$[F_{I_{\max}(d)}] \Rightarrow P[I_{\max}(d) \geq i] = \{P[I(d) \geq i]\}^{\frac{1}{d}} \quad (3.28)$$

Selon Venneziano (2007), la distribution moyenne de l'intensité $F_{I(d)}(i)$ est approximée par une distribution de forme Lognormale et qui a la forme suivante :

$$\{P[I(d) \geq i]\}^{\frac{1}{d}} = \left\{ (1 - P_0) \left[1 - \Phi\left(\frac{\text{Log}(i) - m}{\sigma}\right) \right] \right\}^{\frac{1}{d}} \quad (3.29)$$

Φ : fonction normale standard.

P_0 : probabilité sec pour un temps donné, là où ($0 < P_0 < 1$).

P_0, σ, m : paramètres qui dépendent de d.

Les moments théoriques de l'équation (3.29) sont donnés par la relation (3.30) :

$$u_{q,d} = E[I(d)^q] = (1 - P_0) \exp(qm + \frac{1}{2} q^2 \sigma^2)$$

(3.30)

Pour chacun d donné, les paramètres (P_0 , m , σ) peuvent être trouvés en assortissant trois moments empiriques de $I(d)$. En utilisant les moments de l'ordre $q = 1, 2$ et 3 .

$$P_0 = 1 - \left(\frac{u_{1,d}}{u_{2,d}} \right)^3 u_{3,d} \tag{3.31}$$

$$m = \log \left(\frac{u_{2,d}^4}{u_{3,d}^{\frac{3}{2}} + u_{1,d}^{\frac{5}{2}}} \right) \tag{3.32}$$

$$\sigma^2 = \log \left(\frac{u_{3,d} \times u_{1,d}}{u_{2,d}^2} \right) \tag{3.33}$$

Si on fixe α (avec $\alpha=5\%$) $P[I_{\max}(d) \geq i] = 1 - \alpha$

On aura alors :

$$\left\{ (1 - P_0) \left[1 - \Phi \left(\frac{\text{Log}(i) - m}{\sigma} \right) \right] \right\}^{\frac{1}{d}} = 1 - \alpha \tag{3.34}$$

D'où ;

$$\Phi \left(\frac{\text{log}(i) - m}{\sigma} \right) = 1 - \frac{(1 - \alpha)^d}{1 - P_0} \tag{3.35}$$

Ce qui implique que :

$$I_{\max} = \exp \left[\Phi^{-1} \left(1 - \frac{(1 - \alpha)^d}{1 - P_0} \right) \sigma + m \right] \quad d \in [d_{\min}, d_{\max}] \tag{3.36}$$

L'application de cette approche sur les données des stations considérées (Gouraya, Chlef, Ouzera) ramène à trouvé les intensités maximales qui correspondent aux périodes de retour 2, 5, 10, 20, 50, 100 ans et sur un intervalle de temps variant de 15 et 1440 minutes. Ces derniers aboutissements servis à l'établissement des courbes IDF des stations considérées. Les résultats trouvés résumés dans les tableaux 3.34, 3.36 et 3.38.

a- Cas d'étude : Gouraya

Tableau 3.33 Moments empiriques et paramètres du temps (Gouraya)

Gouraya		Temps (minutes)							
		15	30	60	120	180	360	720	1440
Moments Empiriques	U_1	9.49	8.34	6.31	4.09	3.20	2.12	1.46	1.19
	U_2	172.87	130.43	67.83	26.70	15.71	6.76	3.03	1.80
	U_3	5739.45	3800.60	1212.83	276.33	118.43	30.46	8.07	3.18
Paramètres De temps	P_0	0.051	0.005	0.025	0.005	0.002	0.054	0.088	0.093
	m	2.002	1.815	1.613	1.183	0.951	0.635	0.347	0.192
	σ^2	0.600	0.623	0.508	0.461	0.428	0.348	0.253	0.150

À partir des résultats du tableau 3.33, les quantiles (intensité maximales (mm/h)) obtenus sont résumés dans le tableau 3.34 :

Tableau 3.34 Quantiles en fonction des périodes de retour (Gouraya)

Gouraya		Temps (minutes)							
Période de retour (ans)	15	30	60	120	180	360	720	1440	
2	15.62	9.41	4.91	2.05	1.12	1.02	0.87	0.4	
5	25.16	16.44	9.02	4.15	2.63	1.2	0.9	0.78	
10	32.75	22.23	12.38	5.91	3.85	1.9	0.95	0.8	
20	41.13	28.68	16.06	7.85	5.2	2.66	1.41	0.89	
	53.58								

50		38.41	21.53	10.73	7.2	3.77	2.03	1.31
100	64.22	46.81	26.16	13.16	8.88	4.68	2.53	1.61

b- Cas d'étude : Chlef

Tableau 3.35 Moments empiriques et paramètres du temps (Chlef)

Chlef		Temps (minutes)							
		15	30	60	120	180	360	720	1440
Moments Empiriques	U₁	9.14	7.11	4.95	3.24	2.53	1.65	1.07	0.71
	U₂	148.72	83.95	37.86	15.65	9.48	4.04	1.67	0.73
	U₃	3768.27	1532.22	438.64	112.29	52.67	14.58	3.73	1.02
Paramètres De temps	P₀	0.124	0.069	0.017	0.001	0.002	0.005	0.012	0.043
	m	2.124	1.815	1.410	0.979	0.733	0.311	-0.103	-0.454
	σ²	0.443	0.436	0.416	0.397	0.393	0.389	0.364	0.318

À partir des résultats du tableau 3.35 les quantiles (intensité maximales (mm/h)) obtenus sont résumés dans le tableau 3.36 :

Tableau 3.36 Quantiles en fonction des périodes de retour (Chlef)

Chlef	Temps (minutes)							
	15	30	60	120	180	360	720	1440
Période de retour (ans)								
2	15.32	8.45	4.04	1.74	1.01	0.33	0.24	0.09
5	23.29	13.64	6.99	3.33	2.12	0.91	0.35	0.12
10	29.34	17.63	9.3	4.63	3.04	1.42	0.63	0.23
20	35.74	21.87	11.77	6.02	4.06	2.01	0.96	0.44
50	44.97	27.99	15.33	8.04	5.55	2.89	1.44	0.73
100	52.61	33.07	18.29	9.72	6.78	3.62	1.86	0.97

c- Cas d'étude : Ouzera

Tableau 3.37 Moments empiriques et paramètres du temps (Ouzera)

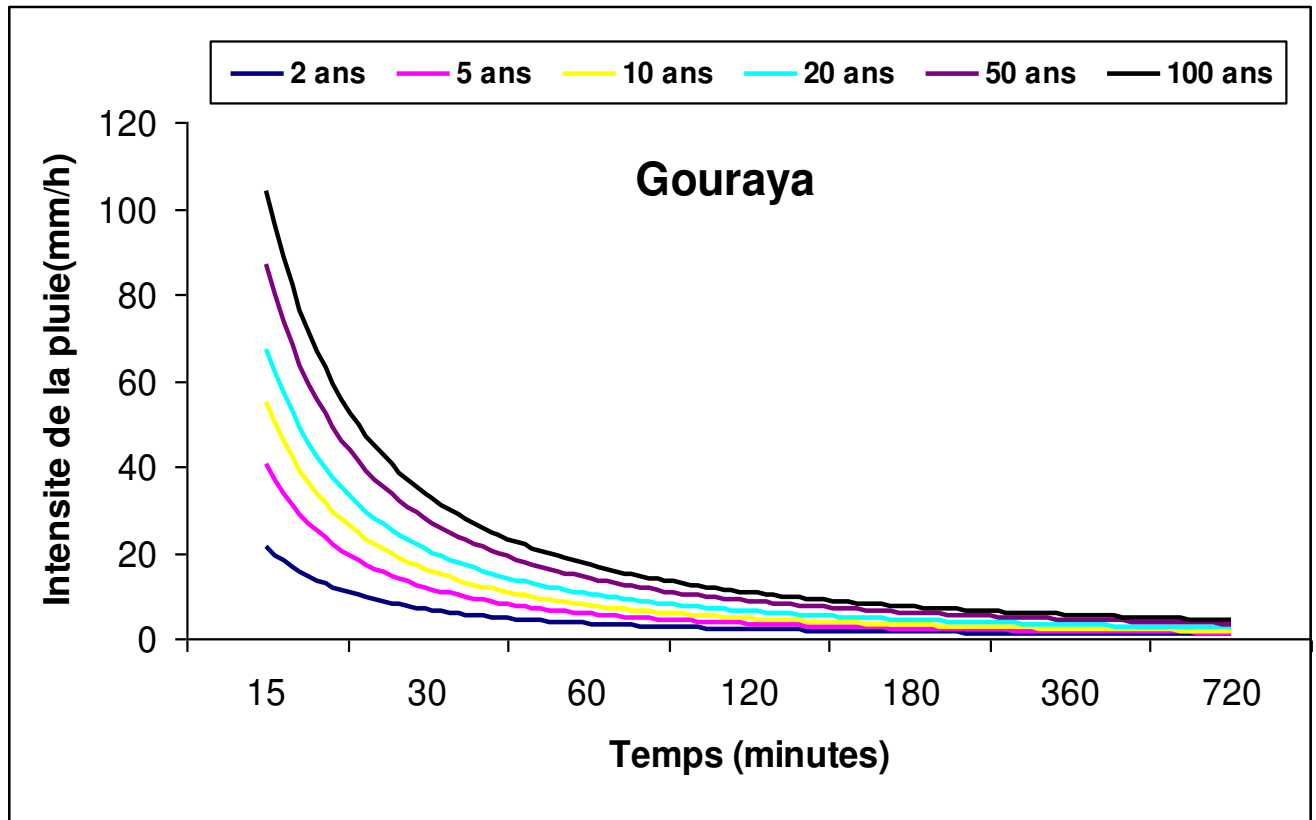
Ouzera		Temps (minutes)							
		15	30	60	120	180	360	720	1440
Moments Empiriques	U_1	8.54	6.65	4.82	3.47	2.78	1.88	1.28	0.94
	U_2	127.60	69.46	32.00	16.29	10.63	5.06	2.55	1.51
	U_3	3235.29	1131.40	291.58	103.72	54.79	19.30	7.92	4.06
Paramètres De temps	P_0	0.030	0.005	0.001	0.001	0.014	0.008	0.002	0.011
	m	1.911	1.678	1.416	1.092	0.888	0.465	0.026	-0.310
	σ^2	0.529	0.445	0.317	0.304	0.301	0.349	0.443	0.520

À partir des résultats du tableau 3.37 les quantiles (intensité maximales (mm/h)) obtenus sont résumés dans le tableau 3.38 :

Tableau 3.38 Quantiles en fonction des périodes de retour (Ouzera)

Chlef	Temps (minutes)							
	15	30	60	120	180	360	720	1440
Période de retour (ans)								
2	13.77	7.68	4.12	2.05	1.24	0.38	0.23	0.15
5	21.48	12.31	6.62	3.63	2.44	1.08	0.37	0.2
10	27.52	15.88	8.48	4.83	3.37	1.65	0.7	0.25
20	34.03	19.7	10.41	6.08	4.35	2.3	1.09	0.48
50	43.6	25.22	13.09	7.48	5.71	3.24	1.73	0.9
100	51.66	29.8	15.26	9.26	6.81	4.01	2.3	1.29

Les courbes IDF des différentes stations établies par la relation précédente (3.36) sont les illustrées par le figure 3.13 :



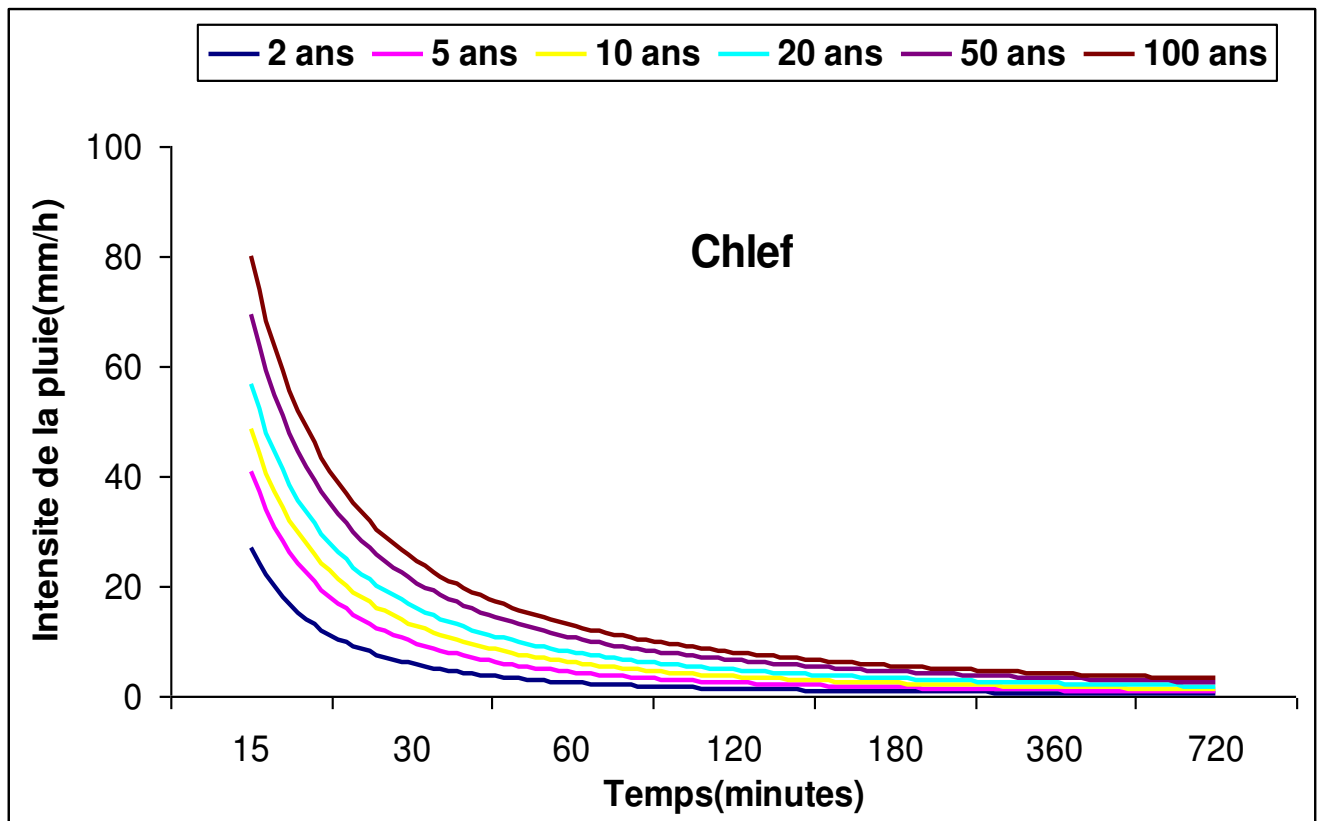


Figure 3.13: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Méthode Marginale)

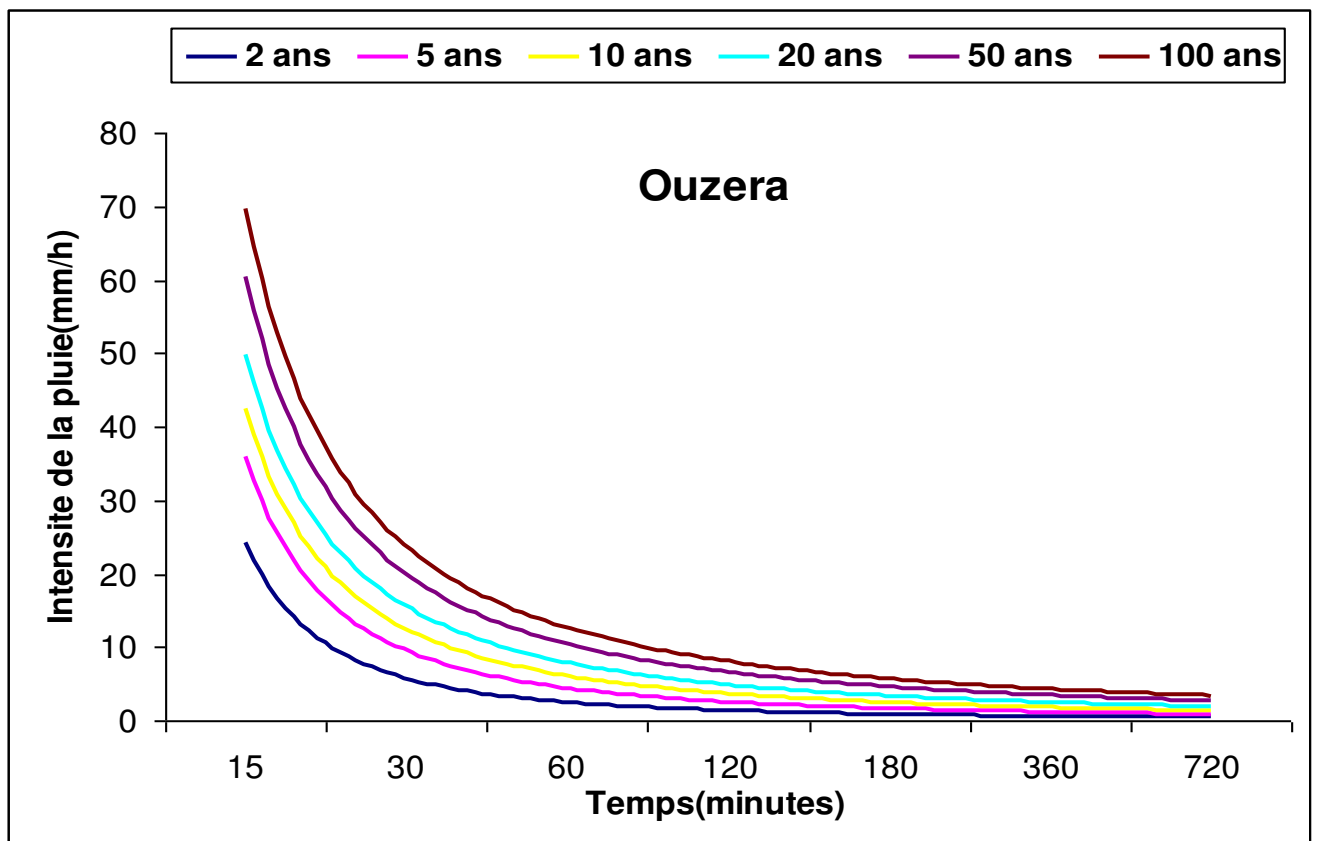


Figure 3.13: Courbes Intensité- Durée- Fréquence respectivement pour les stations Gouraya, Chlef et Ouzera (Méthode Marginale) (suite)

Courbes IDF établies, les quantiles diminuent d'une manière rapide, et cela est valable pour les trois stations. Cette remarque est valable pour les temps de 15 à 60 minutes, puis elle se stabilise.

Conclusion

Après l'étape de détermination des courbes IDF, une comparaison est faite entre la méthode (Marginale) et les deux autres méthodes (classique, modèle global de Koutsoyiannis) pour chaque station. L'erreur relative reste élevée entre 25 et 45%. Cette dernière montre que la méthode Marginale donne des résultats non satisfaisants, c'est-à-dire qu'elle sous-estime les quantiles. Ce résultat est expliqué comme suit :

- 1- d'après Venneziano, la formulation de la méthode Marginale est empirique. Elle donne des résultats fiables pour un nombre d'échantillon compris entre 5 et 10 ans ($5 < N < 10$ ans). Elle est utilisée dans des situations critiques là où un nombre insuffisant des données existe et ce n'est pas le cas, des stations étudiées Gouraya (N=17 ans), Chlef (N=28 ans) et Ouzera (N=31 ans).
- 2- En deuxième lieu, c'est la méthode d'estimation des moments empiriques (méthode des moments), vu l'utilisation de tout l'enregistrement, les valeurs extrêmes (minimales) cachent l'information de l'échantillon et cela explique l'absence de l'attraction des grandes valeurs dans l'échantillon considéré.

Références bibliographiques

Références bibliographiques.

- 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, (2007).** 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.
- 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). Thèse de magister, (ENSH).
- Chaouche, K, (2001).** Approche multifractale de la modélisation stochastique en hydrologie. Thèse de doctorat, Université Paris.
- Hubert, P et Bendjoudi, H, (1995).** Indépendance d'échelle de la distribution statistique des précipitations extrêmes. Ecole des Mines de Paris, Fontainebleau, France.
- 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.
- Kingumbia, A et Mailhot, A, (2008).** Courbes Intensité-Durée-fréquence (IDF): comparaison des estimateurs des durées partielles et des maximums annuels Québec, Canada. Hydrological Sciences Journal 55: 2, 162-176.
- 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 et al, (1999).** Towards operational guidelines for over-threshold modeling. Journal of hydrology, 225 (1999) 103–117.
- Madsen et al, (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.
- Meylan, P et Musy, A, (1999).** Hydrologie fréquentielle. Editions *H*G*A*, Bucarest.
- Meylan, P, (2002).** Courbes intensité-durée-fréquence (IDF), Proposition d'un modèle global. AIC Ingénieurs conseils SA, Lausanne, pp 1-9.
- Mohd, Z, M et al, (2008).** Rainfall Intensity Duration Frequency (IDF), Analysis for the Asia Pacific Region. Edited by: Trevor, M, D et Guillermo, Q.2008
- Mohyont, B, et al, (2006).** Intensity-duration-frequency curves for precipitation at Yangambi, Congo, derived by means of various models of Montana type. Hydrological Sciences Journal 51: 2, 239 — 253.
- Muller, A, (2006).** Comportement asymptotique de la distribution des pluies extremes en France. Unite de recherche hydrologie- hydraulique, Universite de Montpellier.
- Musy, A, (1998).** Hydrologie appliquée. Editions* H*G*A*, Bucarest.
- Onibon, H et al, (2004).** 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.
- Rosbjerg, D et Madsen, H, (2004).** Advanced approaches in PDS/POT modelling of extreme hydrological events, (Denmark). British Hydrological society.

Touaibia, B. (2004). Manuel pratique d'hydrologie. Edition Madani. Blida. Algérie.

Van de Vyver, H et Demarée, G, R, (2009). 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.

Veneziano, D et als, (2007). Marginal Methods of IDF Estimation in Scaling and Non-Scaling Rainfall. Water Resources Research, 43, W10418.doi :10.1029/2007WR006040.

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.

Annexes

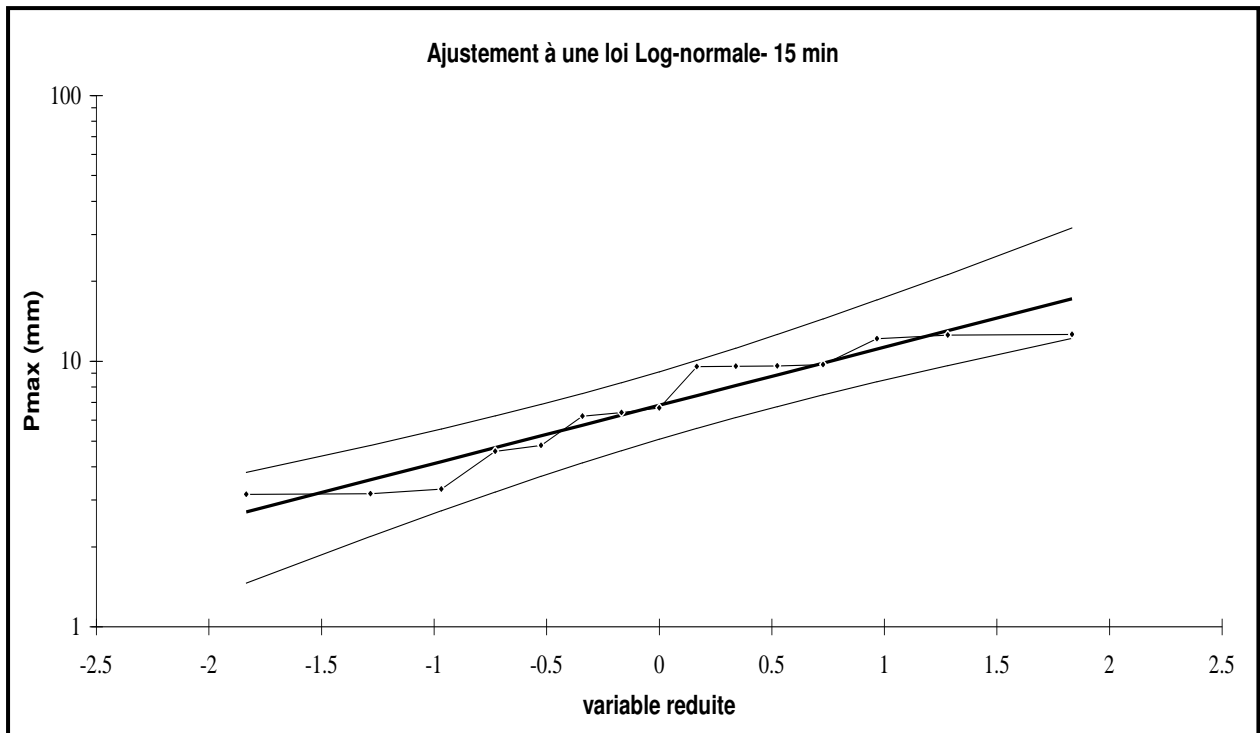


Fig. A1 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 15 min

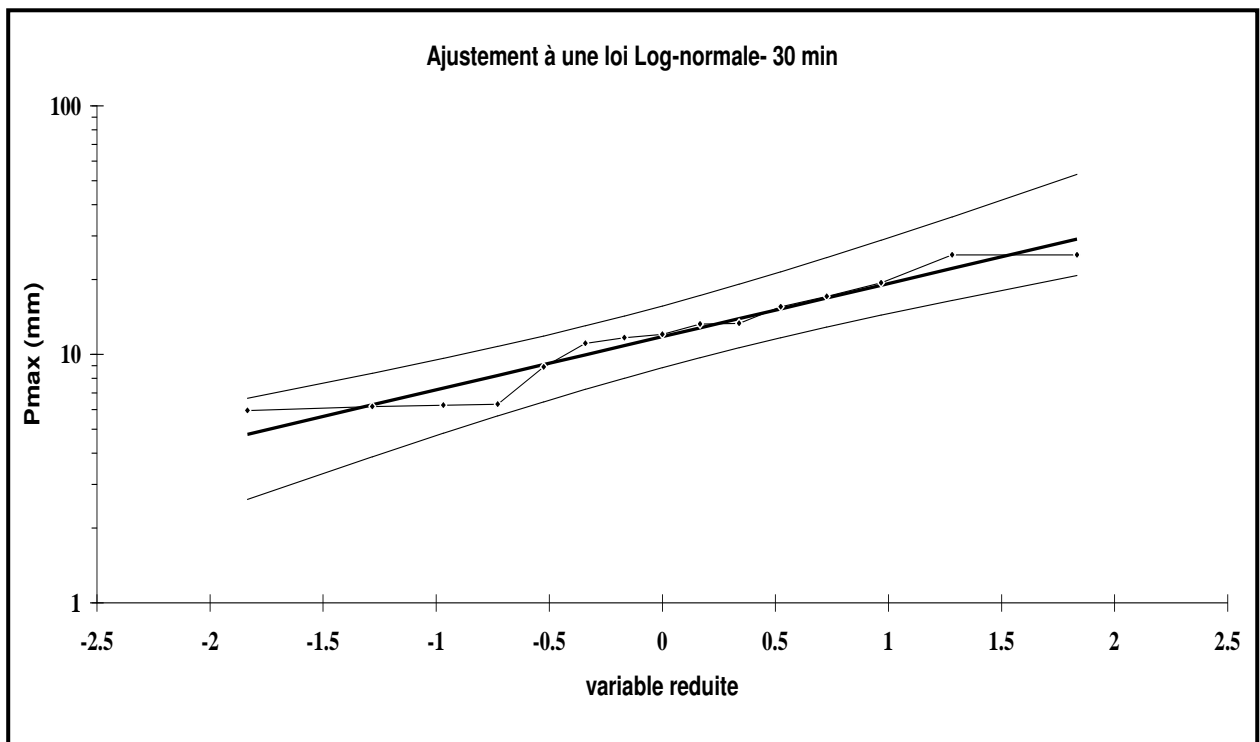


Fig. A2 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 30 min

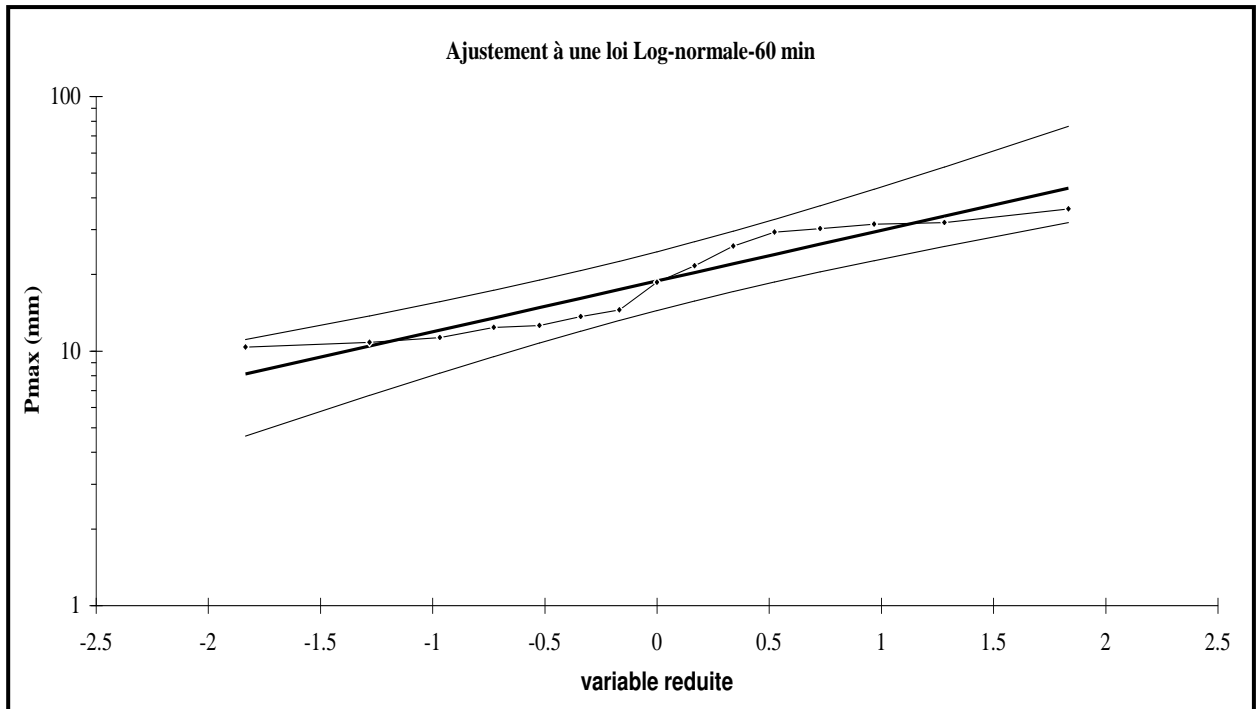


Fig. A3 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 60 min

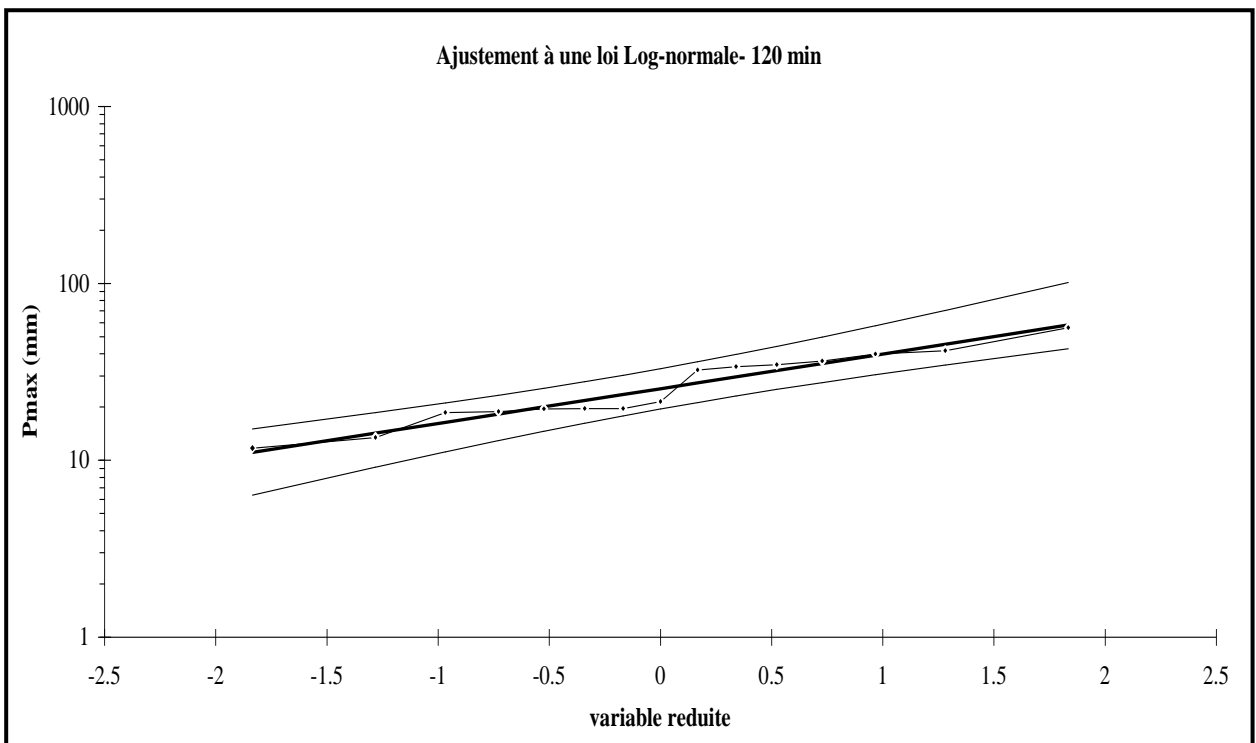


Fig. A4 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 120 min

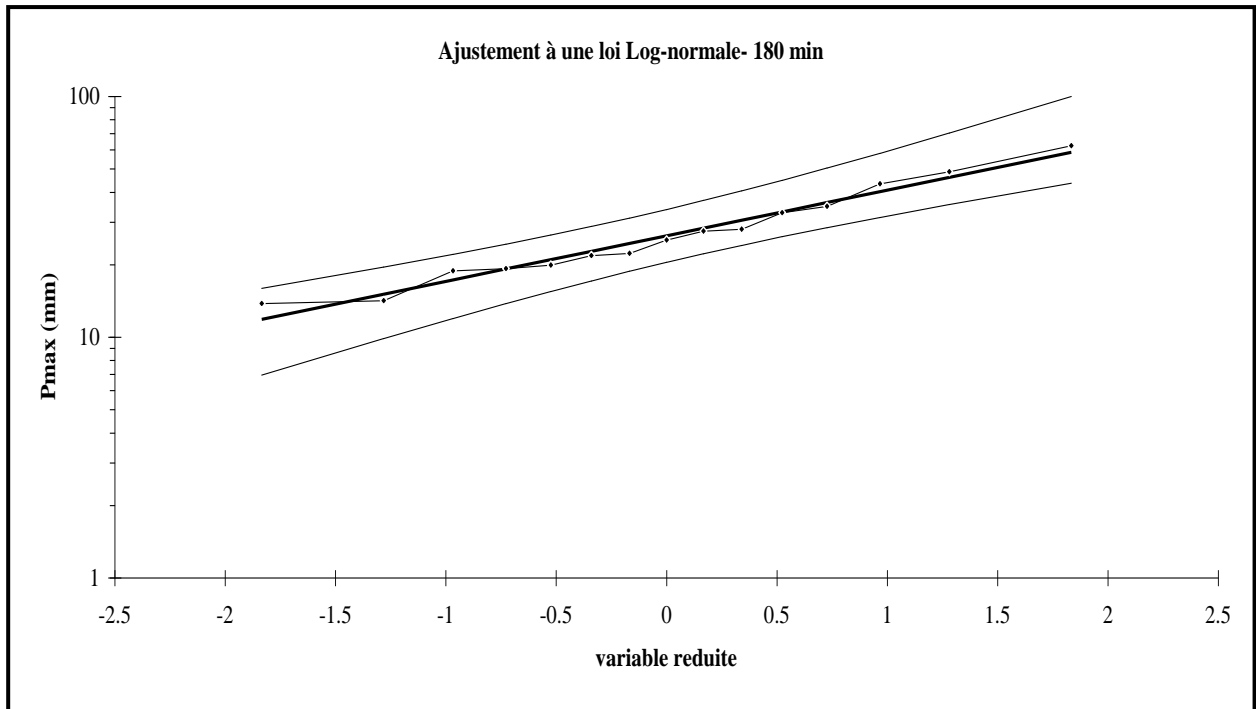


Fig. A5 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 180 min

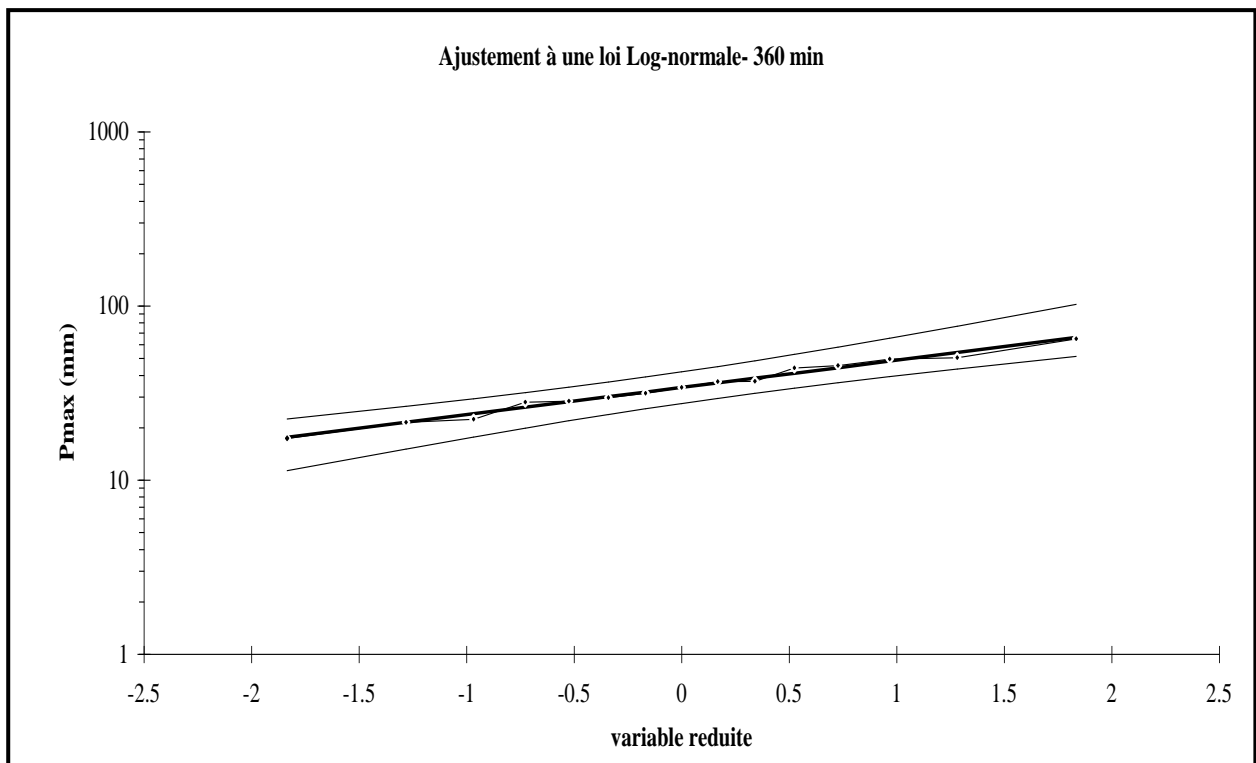


Fig. A6 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 360 min

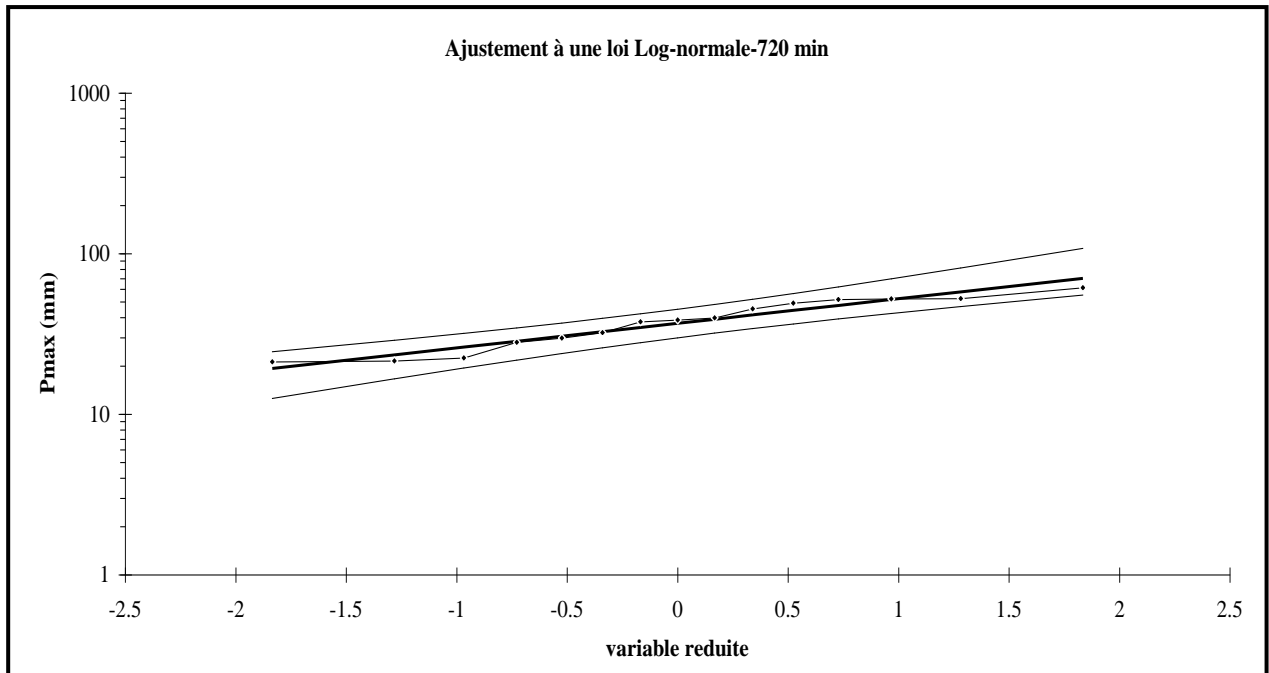


Fig. A7 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 720 min

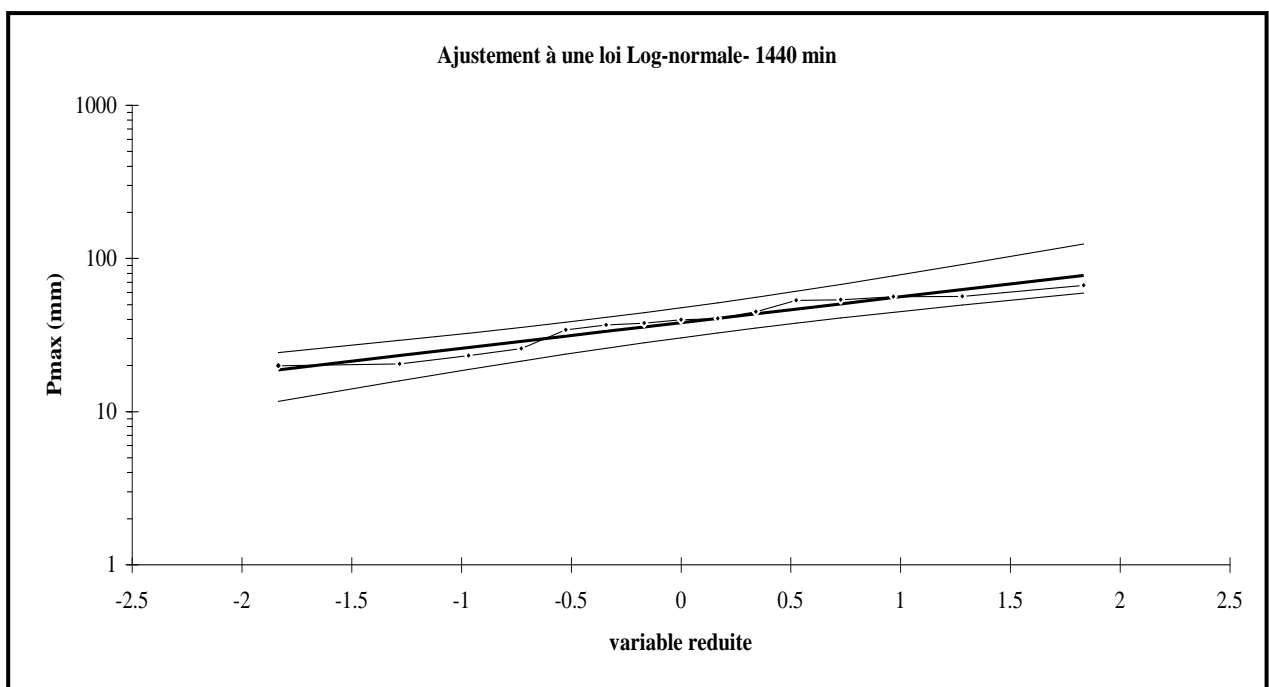


Fig. A8 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 1440 min

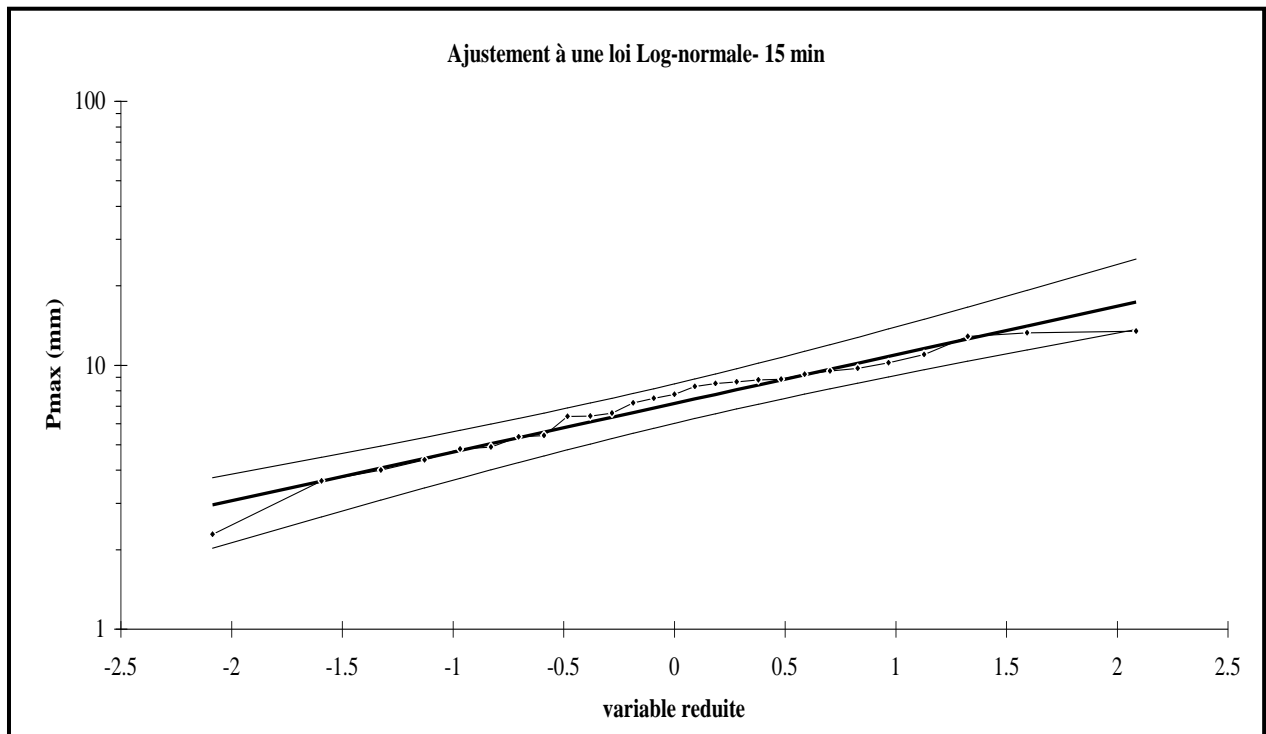


Fig. B1 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 15 min

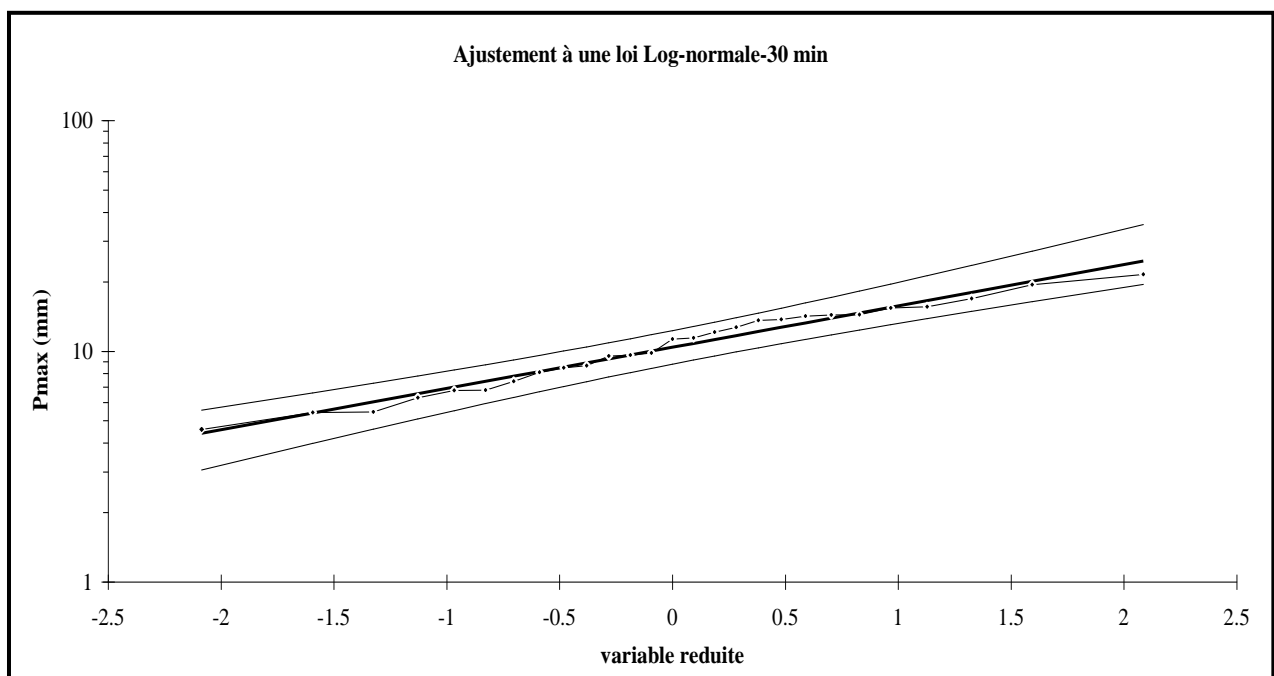


Fig. B2 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 30 min

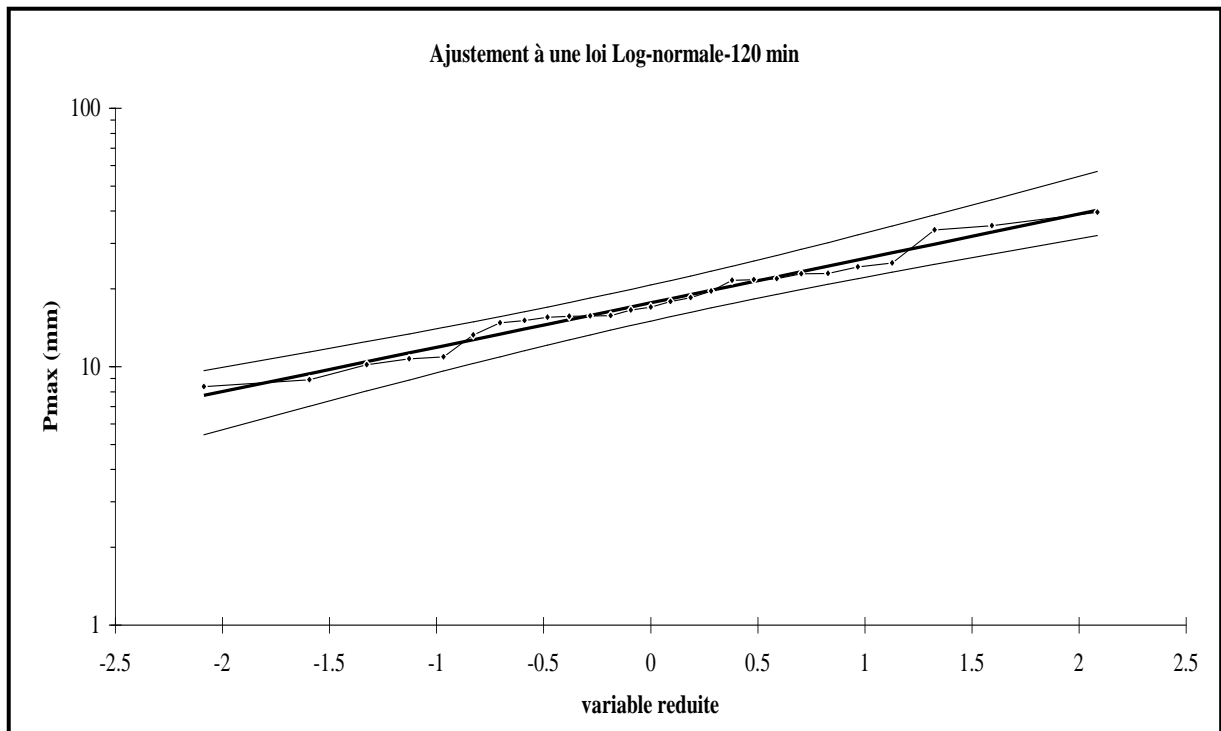


Fig. B3 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 60 min

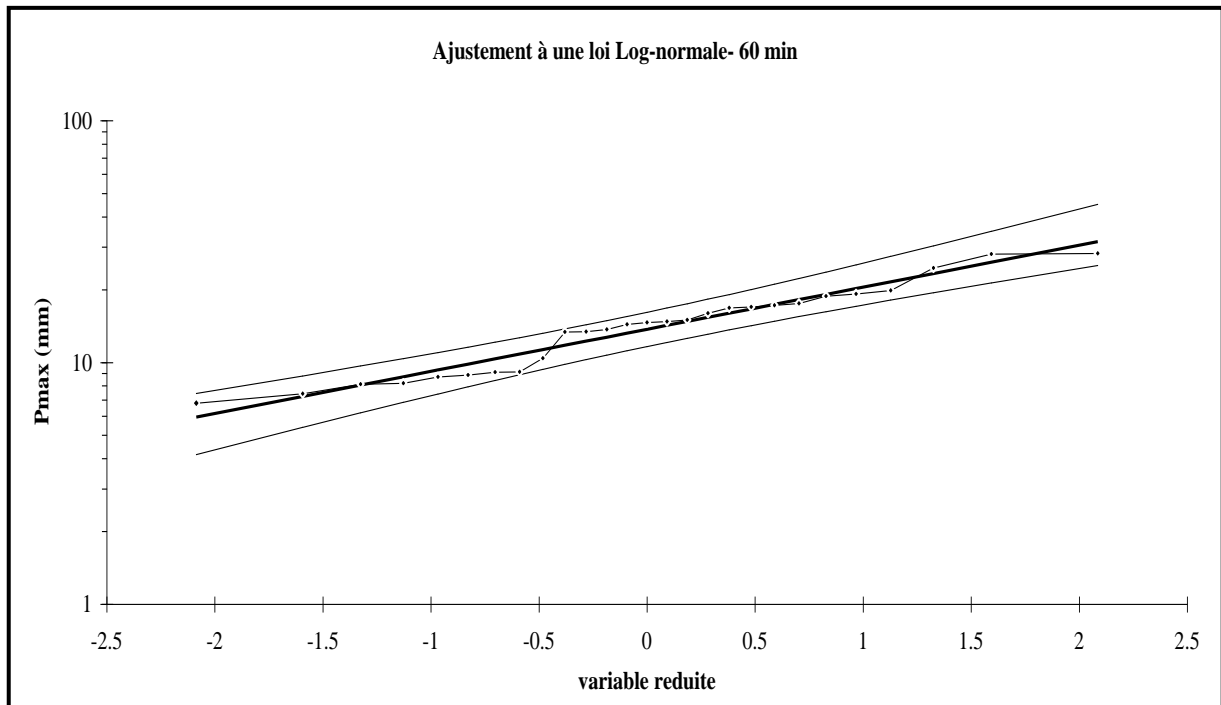


Fig. B4 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 120 min

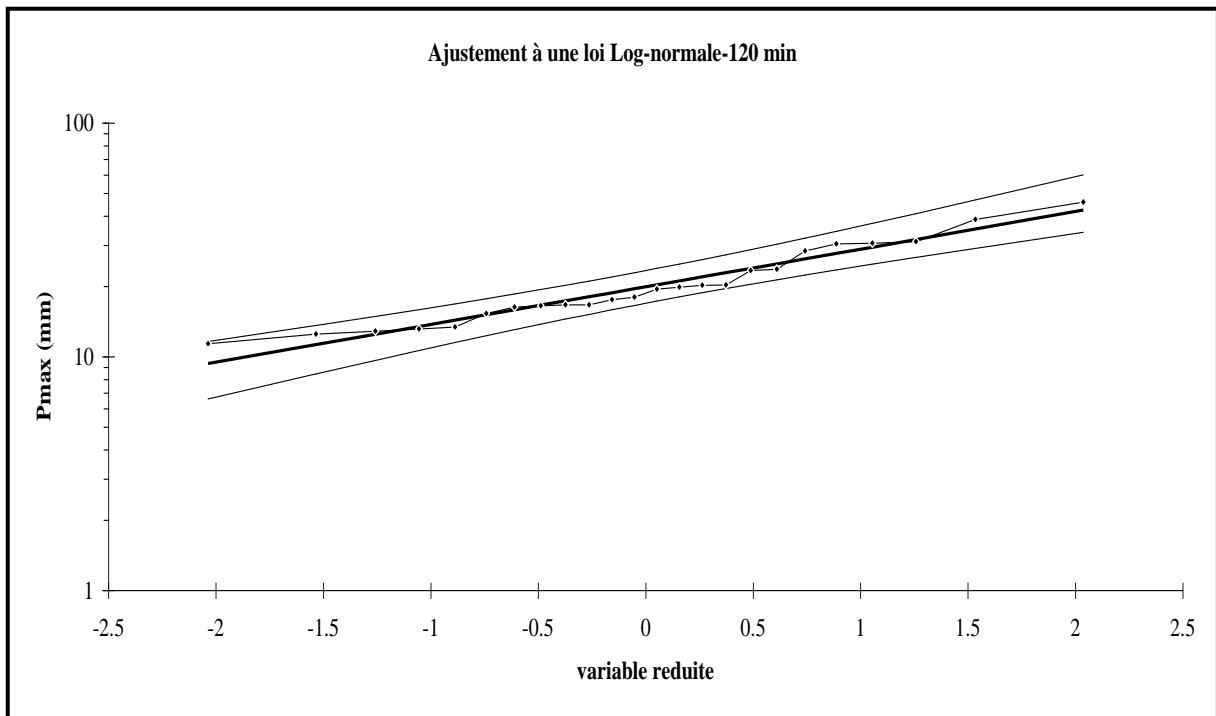


Fig. B5 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 180 min

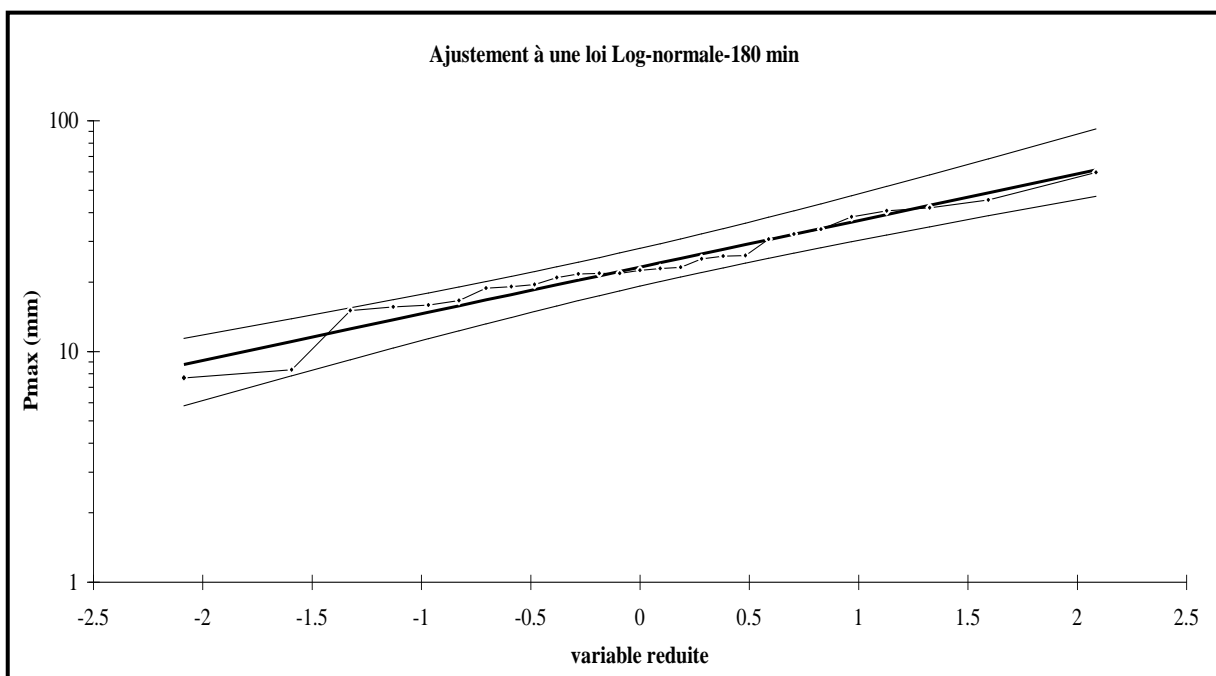


Fig. B6 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 360 min

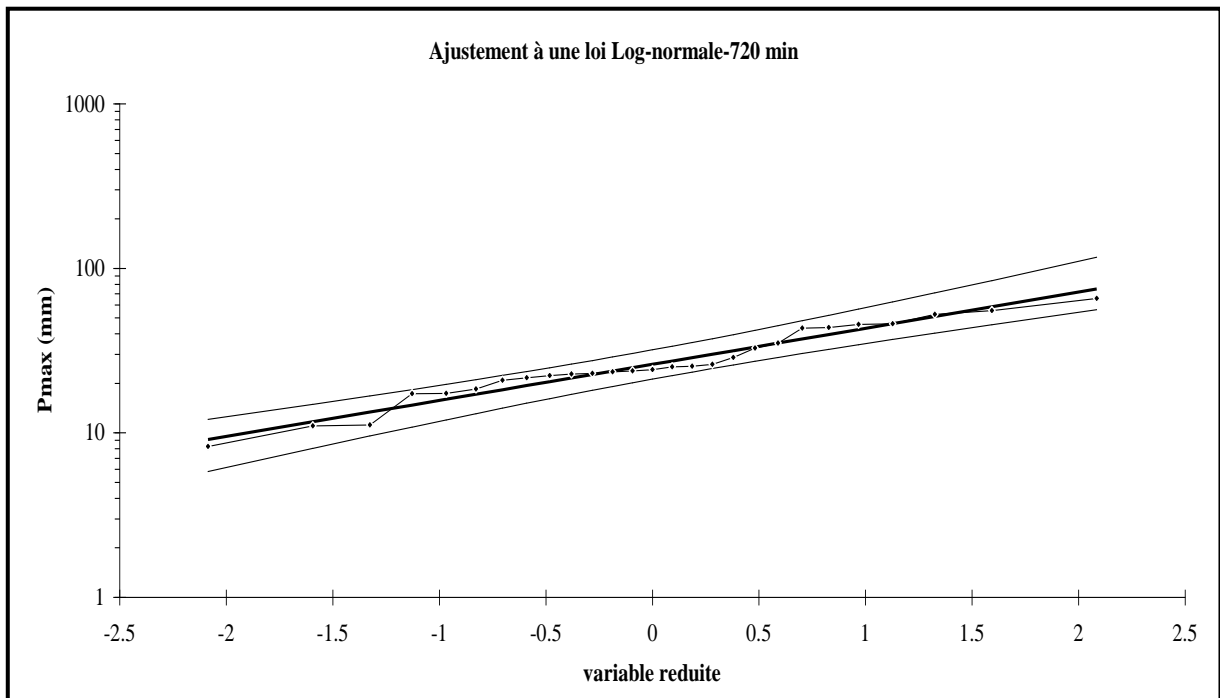


Fig. B7 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 720 min

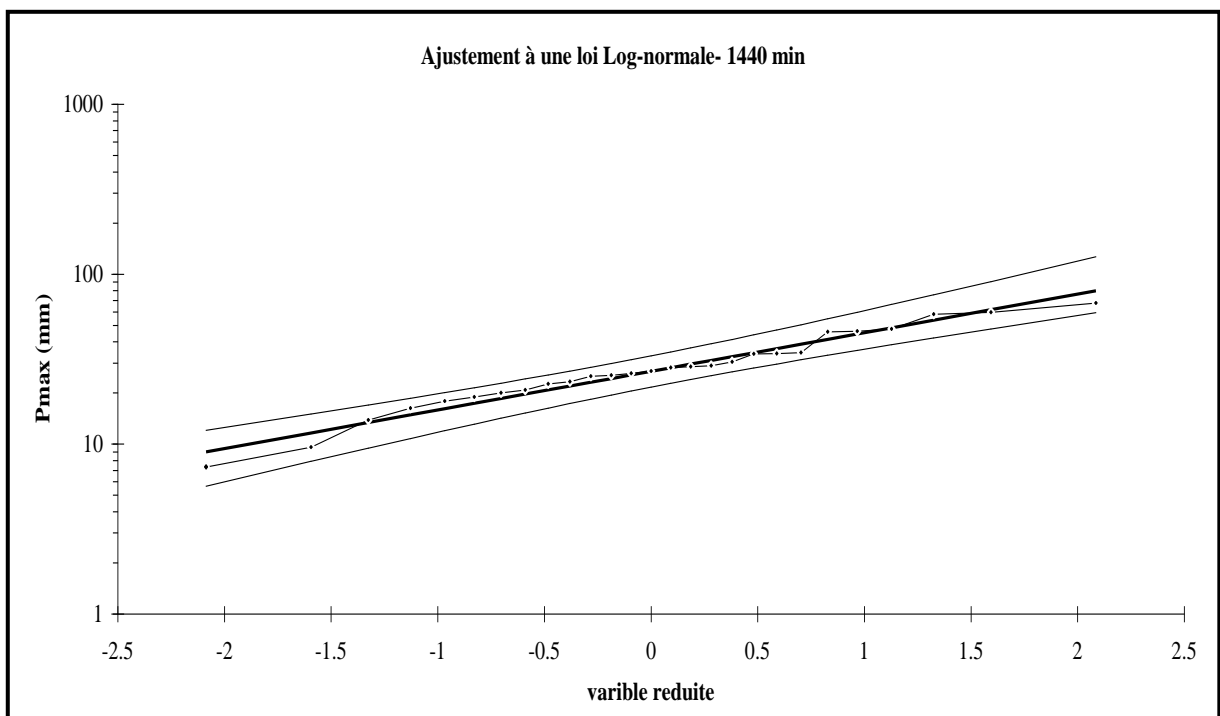


Fig. B8 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 1440 min

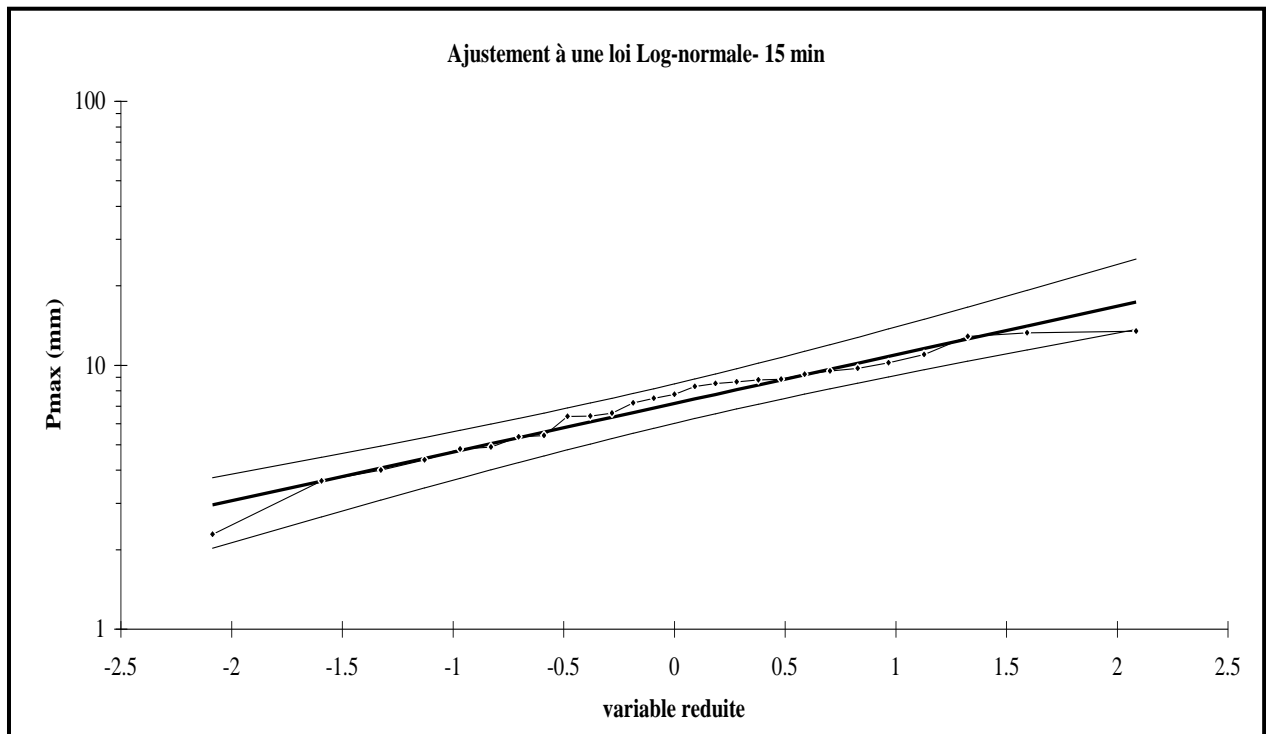


Fig. B1 Graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 15 min

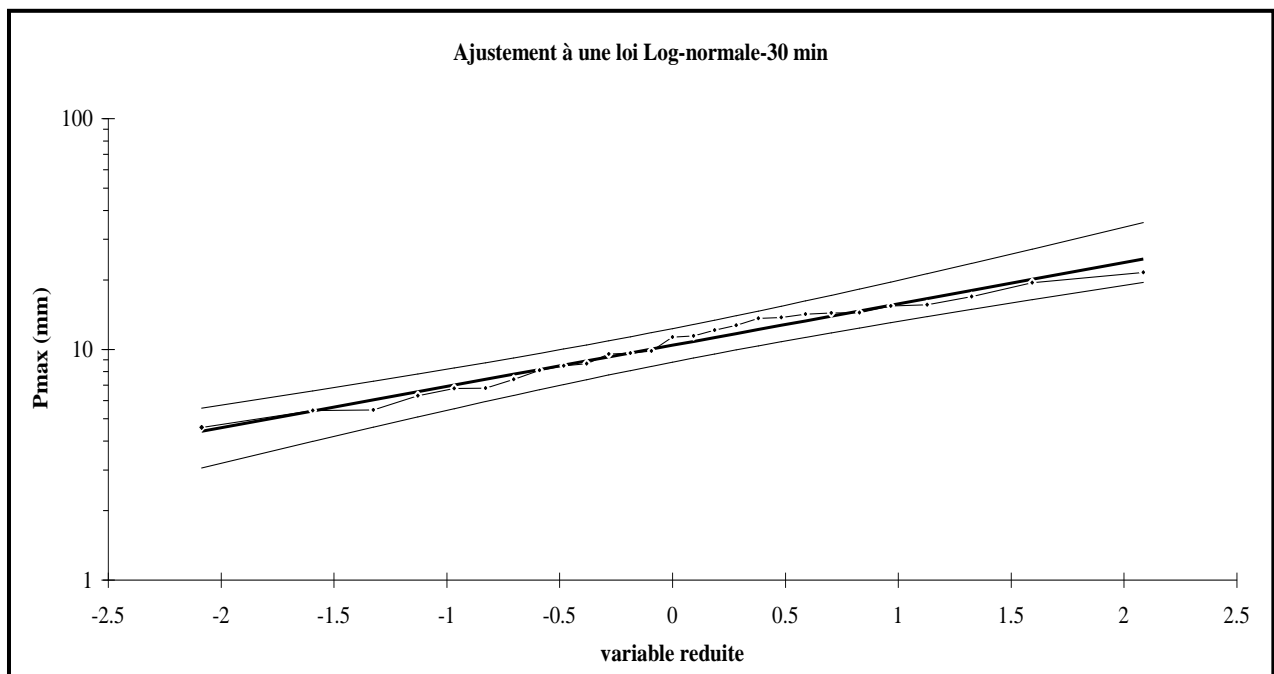


Fig. B2 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 30 min

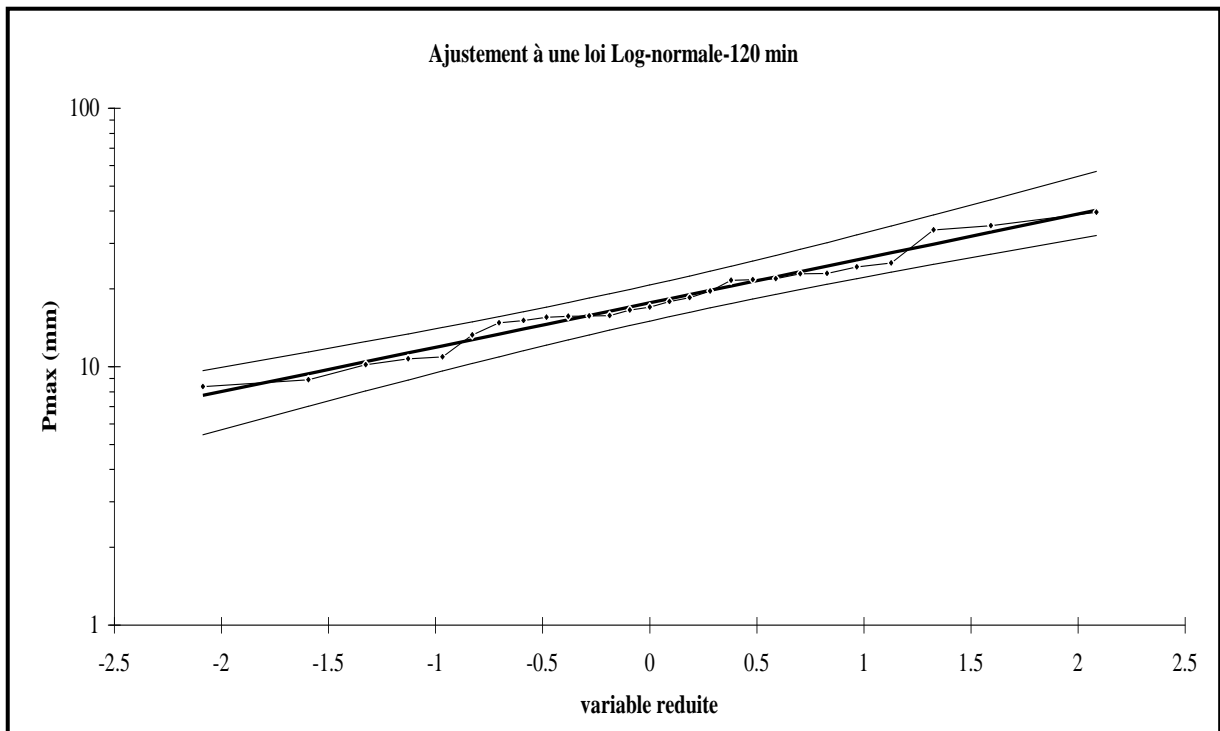


Fig. B3 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 60 min

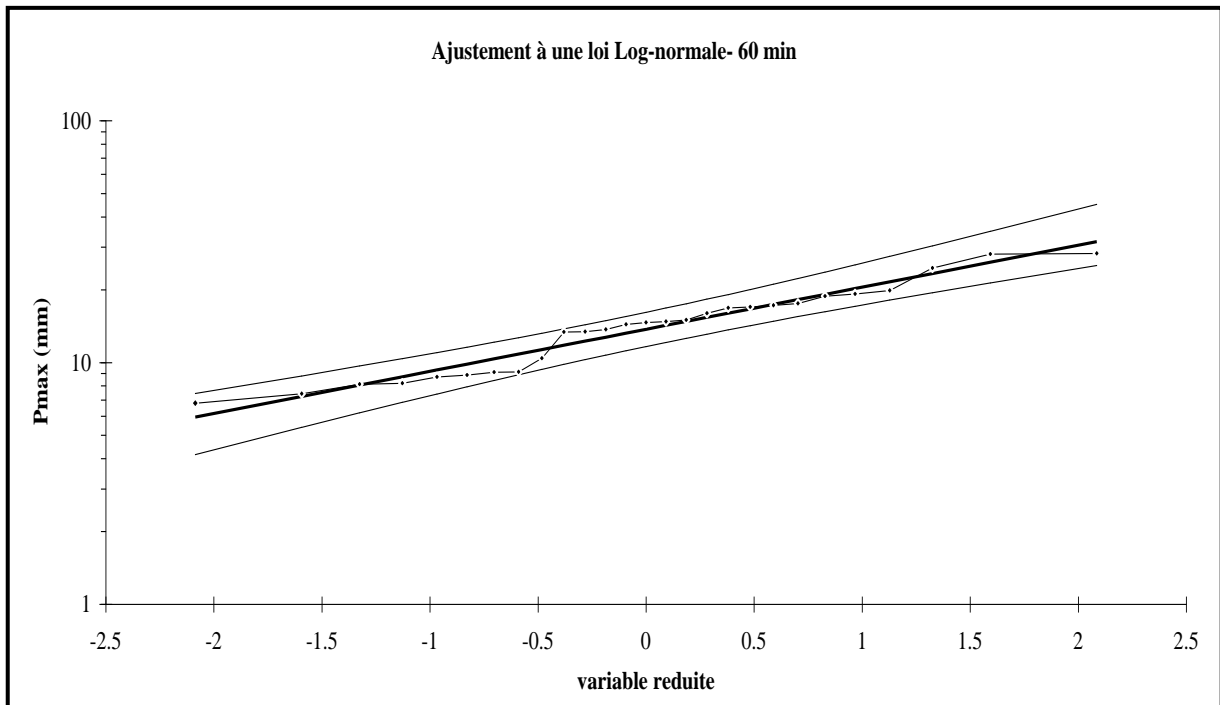


Fig. B4 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 120 min

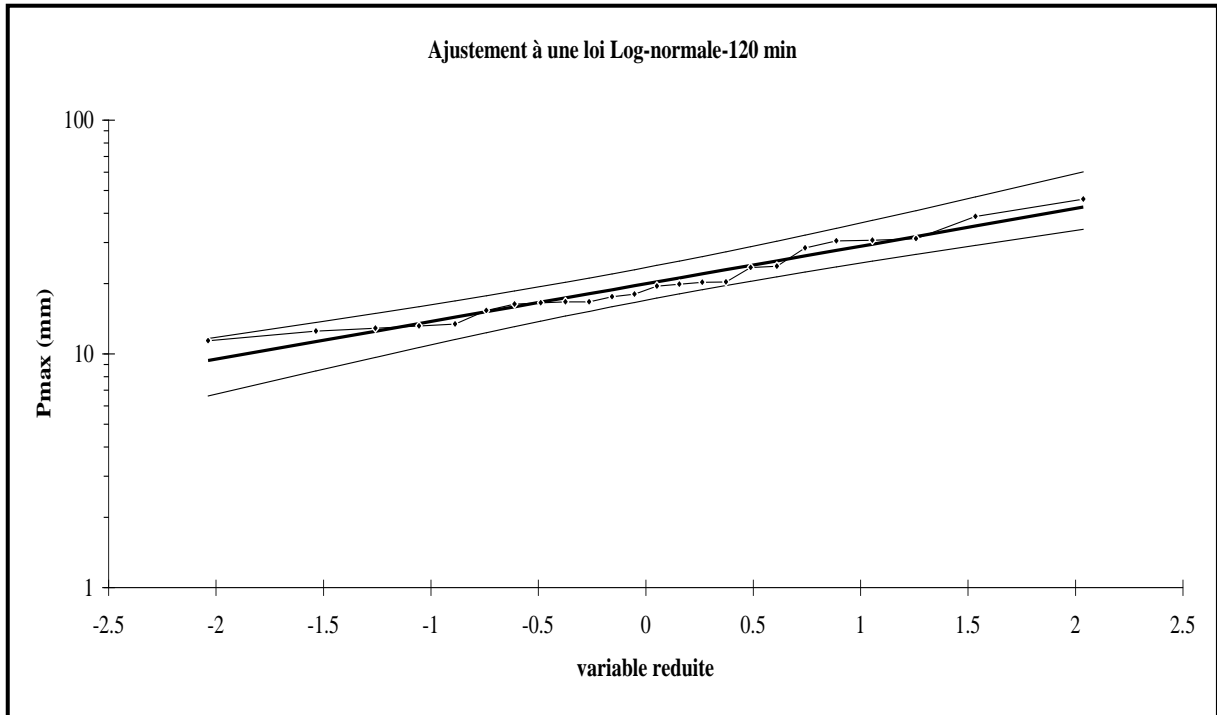


Fig. B5 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 180 min

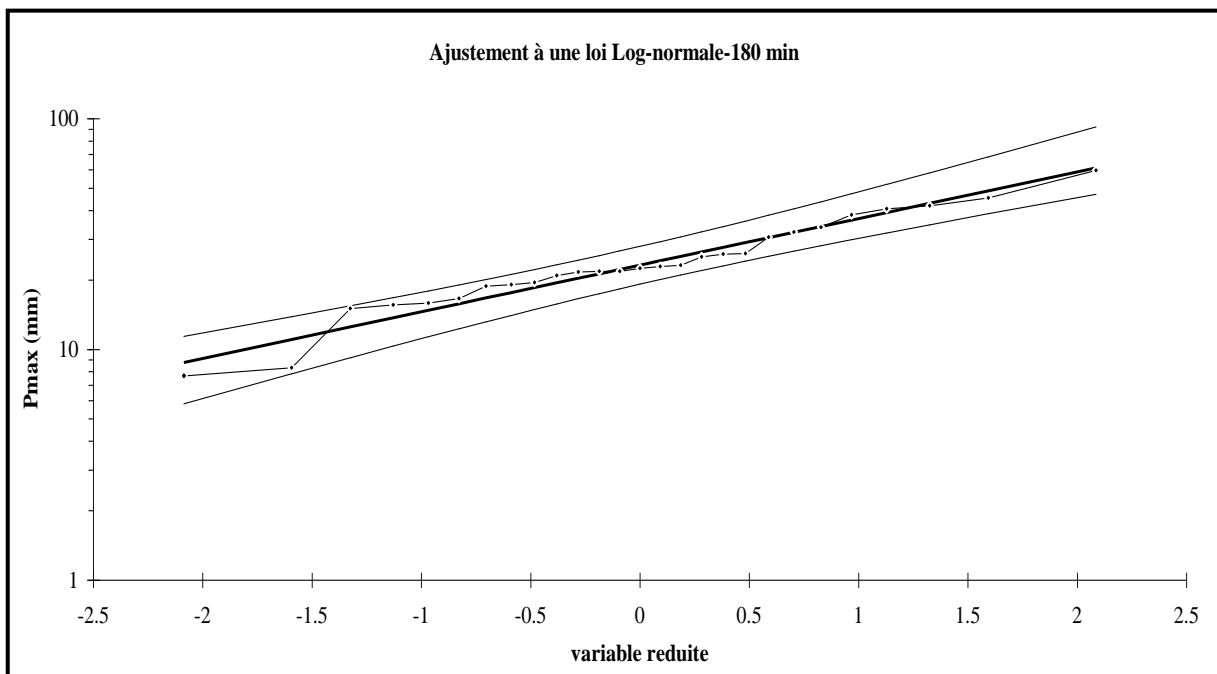


Fig. B6 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 360 min

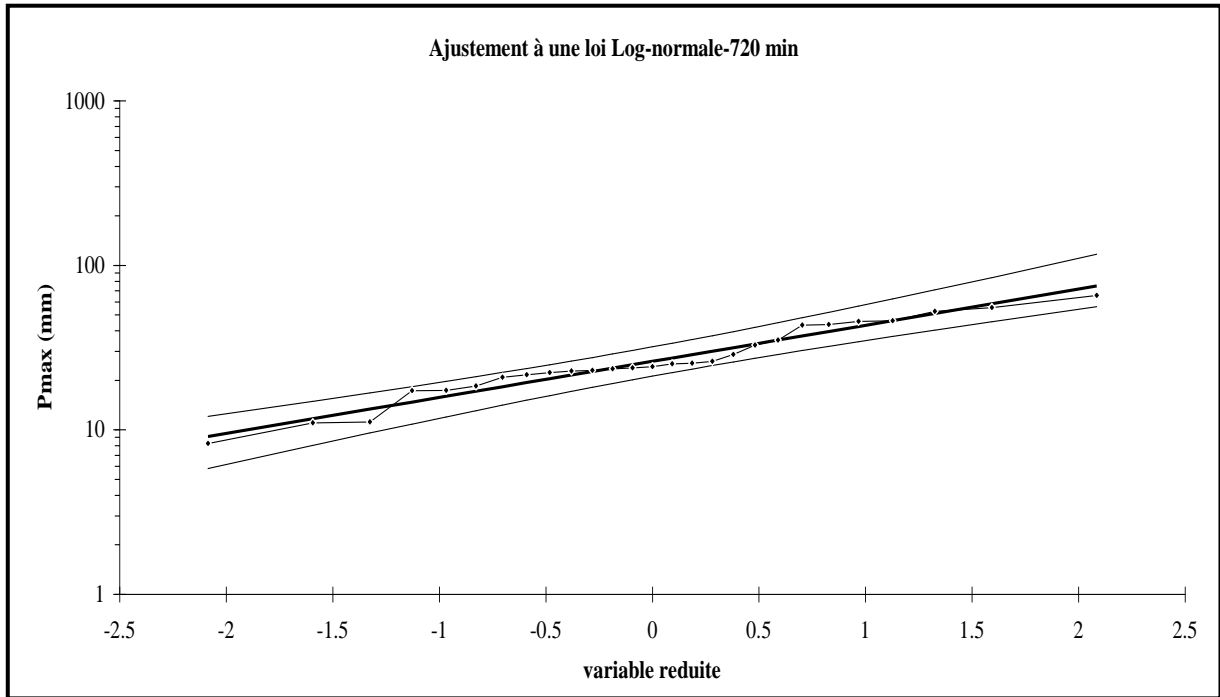


Fig. B7 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 720 min

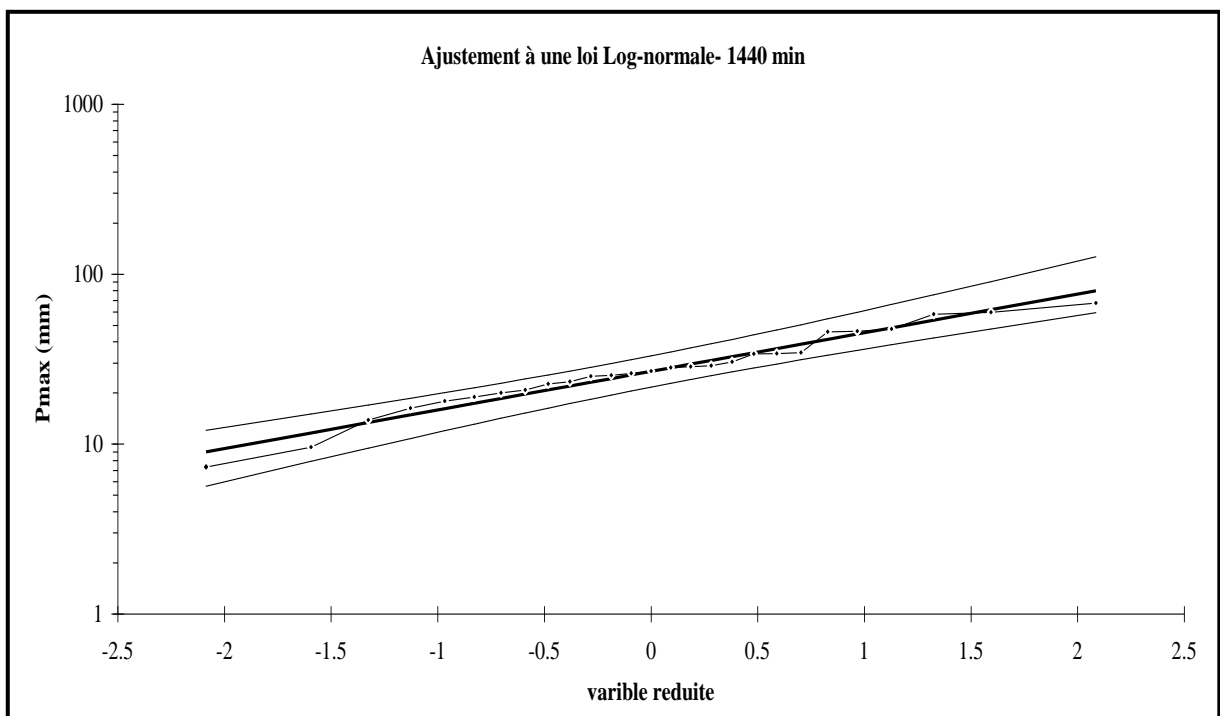


Fig. B8 graphe d'ajustement à une loi Log-normale –durée 1440 min

Annexe D1 : Nombre d'averses par année et par mois (station de Gouraya)

Nombre d'averses													
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Mois
Année													
1979/1980	4	8	7	0	7	2	3	1	1	0	0	1	34
1980/1981	0	3	3	13	2	6	3	6	0	0	0	0	36
1981/1982	0	2	0	2	6	6	3	2	6	0	0	0	27
1982/1983	0	5	10	5	0	4	4	0	0	0	0	1	29
1983/1984	0	2	3	5	5	7	5	2	4	1	0	0	34
1984/1985	0	4	3	7	6	3	3	2	7	0	0	0	35
1985/1986	1	4	2	6	6	6	8	2	0	1	2	0	38
1986/1987	2	2	7	10	5	8	2	0	0	1	1	0	38
1987/1988	2	2	8	2	5	3	2	2	3	1	0	0	30
1988/1989	1	2	4	8	3	3	5	2	1	0	0	0	29
1989/1990	0	0	4	1	10	0	2	4	5	0	0	0	26
1990/1991	0	2	0	2	2	4	6	1	2	0	0	0	19
1991/1992	0	2	1	0	0	0	7	4	2	1	0	0	17
1992/1993	0	1	1	5	0	5	3	3	1	0	0	0	19
1993/1994	2	4	3	1	4	3	1	4	1	0	0	0	23
1994/1995	3	2	3	4	5	4	4	1	0	3	0	2	31
1995/1996	3	3	2	5	4	0	0	3	0	1	0	0	21
												486	

Annexe D2 : Nombre d'averses par année et par mois (station de Chlef)

Année	Nombre d'averses												Mois
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	
1973/1974	1	1	2	8	0	0	0	0	0	0	0	0	12
1974/1975	0	6	3	0	0	5	10	4	1	1	0	1	31
1975/1976	0	0	6	0	3	3	1	0	2	0	0	1	16
1976/1977	2	6	0	3	4	1	0	1	4	1	0	0	22
1977/1978	0	2	3	3	6	1	3	5	2	0	0	0	25
1978/1979	0	6	4	4	5	7	3	4	2	0	0	0	35
1979/1980	3	3	2	3	4	2	6	4	1	0	0	0	28
1980/1981	1	1	2	9	4	6	2	8	1	0	0	0	34
1981/1982	0	2	0	3	3	3	0	2	3	0	0	0	16
1982/1983	1	5	9	7	0	6	2	0	1	0	0	1	32
1983/1984	0	0	3	4	3	5	2	3	5	1	0	0	26
1984/1985	2	3	5	4	3	2	0	1	3	0	0	0	23
1985/1986	0	0	4	6	4	6	5	1	0	1	0	0	27
1986/1987	2	4	3	6	3	6	1	0	1	0	0	0	26
1987/1988	1	3	4	3	4	0	2	3	2	0	0	0	22
1988/1989	0	1	4	2	1	1	4	0	0	1	0	1	15
1989/1990	1	1	1	1	2	0	5	6	0	0	0	0	17
1990/1991	0	2	5	4	2	6	6	1	3	0	0	0	29
1991/1992	0	2	1	0	3	0	7	0	1	2	0	0	16
1992/1993	0	3	1	1	1	2	0	4	2	0	0	0	14
1993/1994	1	1	3	1	2	3	0	2	1	0	0	0	14
1994/1995	1	4	2	2	5	3	4	1	0	0	0	2	24
1995/1996	3	3	4	4	7	7	6	4	3	0	0	0	41
1996/1997	1	2	0	3	6	0	0	6	2	0	0	1	21
1997/1998	3	3	5	1	1	2	0	1	5	0	0	0	21
1998/1999	0	1	1	1	2	5	2	0	1	0	0	0	13
1999/2000	1	1	1	6	0	0	1	0	0	0	0	0	10
2000/2001	2	3	5	3	3	1	0	2	0	0	0	0	19
													629

Annexe D3 : Nombre d'averses par année et par mois (station d'Ouzera)

Nombre d'averses													
	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Mois
Année													
1970/1971	0	0	0	2	7	1	3	0	1	2	1	0	17
1971/1972	2	1	6	1	0	0	0	0	0	0	0	1	11
1972/1973	4	0	0	6	4	3	4	1	0	2	0	0	24
1973/1974	0	0	1	7	0	6	5	6	0	1	0	0	26
1974/1975	0	2	3	0	1	5	9	3	3	1	0	0	27
1975/1976	1	0	6	2	1	7	3	5	5	1	0	0	31
1976/1977	2	8	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	12
1977/1978	0	0	0	0	7	0	0	0	2	0	0	0	9
1978/1979	0	3	3	1	3	7	4	2	0	0	0	0	23
1979/1980	0	3	6	4	2	1	3	5	3	0	0	1	28
1980/1981	1	0	2	7	1	5	1	2	3	0	0	0	22
1981/1982	0	0	0	0	0	5	1	0	0	0	0	0	6
1982/1983	0	1	3	7	0	0	2	3	0	0	0	0	16
1983/1984	0	0	2	2	3	4	3	4	4	0	0	0	22
1984/1985	0	2	4	5	2	3	4	1	4	0	0	0	25
1985/1986	2	1	2	2	4	4	5	1	0	1	0	0	22
1986/1987	2	4	4	6	3	5	1	0	0	1	0	0	26
1987/1988	1	1	3	3	2	0	2	1	1	2	0	0	16
1988/1989	2	0	0	7	2	4	1	9	1	2	1	1	30
1989/1990	1	2	3	1	5	0	5	6	5	0	1	0	29
1990/1991	0	0	3	8	3	5	9	2	3	1	0	0	34
1991/1992	2	2	2	2	0	1	5	0	4	1	0	0	19
1992/1993	0	2	4	4	2	1	0	0	0	0	1	0	14
1993/1994	3	2	5	4	3	4	0	1	0	0	0	0	22
1994/1995	5	7	3	4	10	1	4	0	0	0	0	0	34
1995/1996	0	0	1	1	2	3	1	0	0	0	0	0	8
1996/1997	0	1	1	1	2	0	1	4	0	0	0	1	11
1997/1998	0	1	7	1	2	1	0	3	5	0	0	0	20
1998/1999	2	0	4	2	2	1	2	1	0	0	0	1	15
1999/2000	1	1	3	5	1	0	0	0	0	0	0	0	11
2000/2001	2	5	6	0	0	4	0	3	0	0	0	0	20
													630

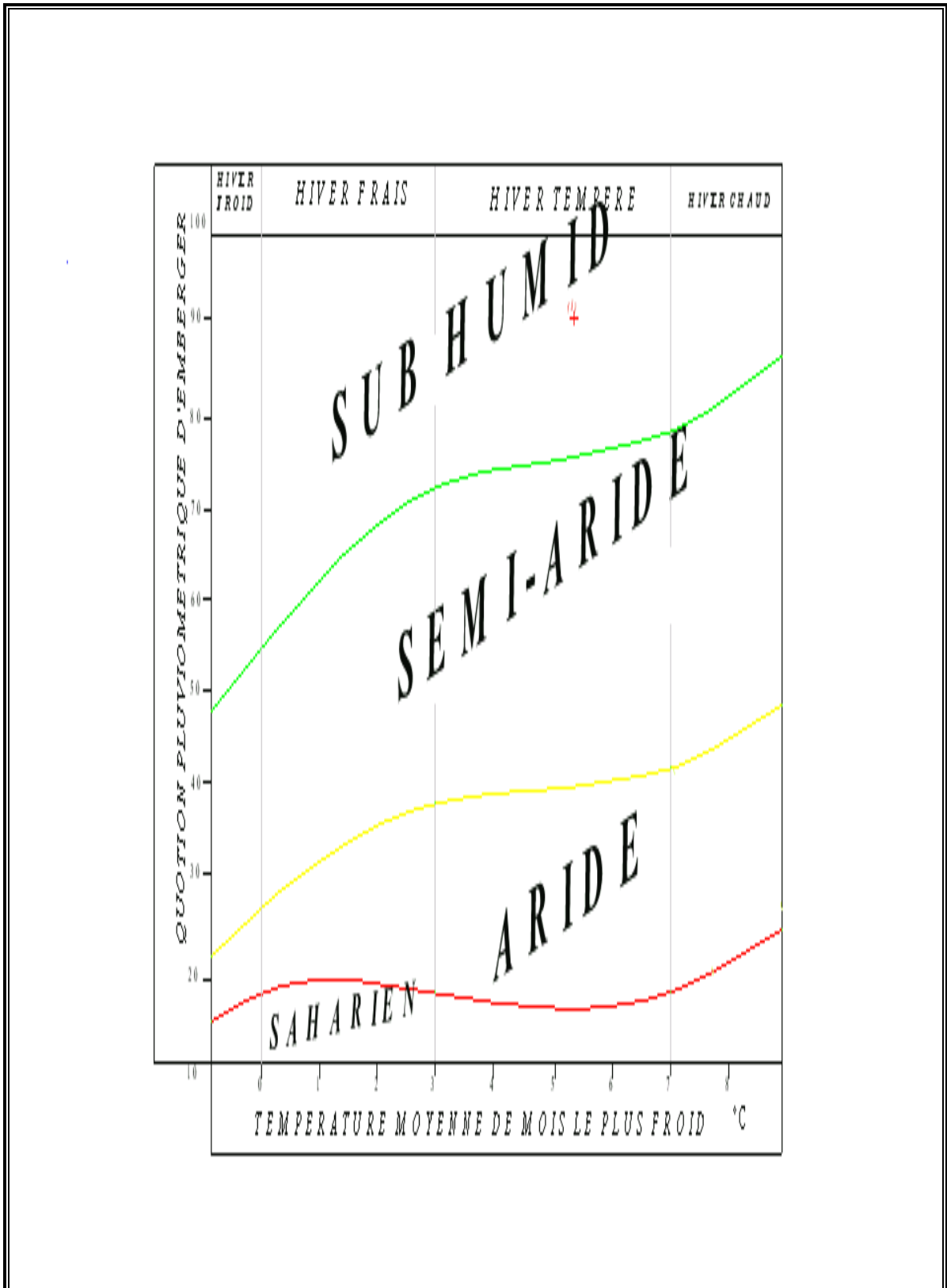
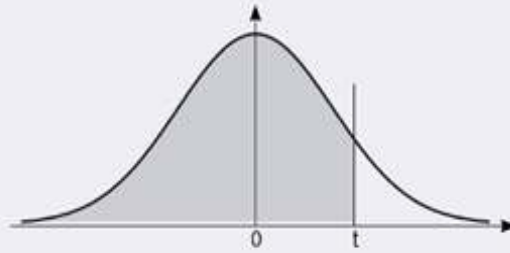


Fig. E1 Diagramme Bioclimatique d'EMBERGER

Table donnant $P(Z < t)$ pour une variable aléatoire suivant $N(0,1)$



	0	0,01	0,02	0,03	0,04	0,05	0,06	0,07	0,08	0,09
0	0,5000	0,5040	0,5080	0,5120	0,5160	0,5199	0,5239	0,5279	0,5319	0,5359
0,1	0,5398	0,5438	0,5478	0,5517	0,5557	0,5596	0,5636	0,5675	0,5714	0,5753
0,2	0,5793	0,5832	0,5871	0,5910	0,5948	0,5987	0,6026	0,6064	0,6103	0,6141
0,3	0,6179	0,6217	0,6255	0,6293	0,6331	0,6368	0,6406	0,6443	0,6480	0,6517
0,4	0,6554	0,6591	0,6628	0,6664	0,6700	0,6736	0,6772	0,6808	0,6844	0,6879
0,5	0,6915	0,6950	0,6985	0,7019	0,7054	0,7088	0,7123	0,7157	0,7190	0,7224
0,6	0,7257	0,7291	0,7324	0,7357	0,7389	0,7422	0,7454	0,7486	0,7517	0,7549
0,7	0,7580	0,7611	0,7642	0,7673	0,7704	0,7734	0,7764	0,7794	0,7823	0,7852
0,8	0,7881	0,7910	0,7939	0,7967	0,7995	0,8023	0,8051	0,8078	0,8106	0,8133
0,9	0,8159	0,8186	0,8212	0,8238	0,8264	0,8289	0,8315	0,8340	0,8365	0,8389
1	0,8413	0,8438	0,8461	0,8485	0,8508	0,8531	0,8554	0,8577	0,8599	0,8621
1,1	0,8643	0,8665	0,8686	0,8708	0,8729	0,8749	0,8770	0,8790	0,8810	0,8830
1,2	0,8849	0,8869	0,8888	0,8907	0,8925	0,8944	0,8962	0,8980	0,8997	0,9015
1,3	0,9032	0,9049	0,9066	0,9082	0,9099	0,9115	0,9131	0,9147	0,9162	0,9177
1,4	0,9192	0,9207	0,9222	0,9236	0,9251	0,9265	0,9279	0,9292	0,9306	0,9319
1,5	0,9332	0,9345	0,9357	0,9370	0,9382	0,9394	0,9406	0,9418	0,9429	0,9441
1,6	0,9452	0,9463	0,9474	0,9484	0,9495	0,9505	0,9515	0,9525	0,9535	0,9545
1,7	0,9554	0,9564	0,9573	0,9582	0,9591	0,9599	0,9608	0,9616	0,9625	0,9633
1,8	0,9641	0,9649	0,9656	0,9664	0,9671	0,9678	0,9686	0,9693	0,9699	0,9706
1,9	0,9713	0,9719	0,9726	0,9732	0,9738	0,9744	0,9750	0,9756	0,9761	0,9767
2	0,9772	0,9778	0,9783	0,9788	0,9793	0,9798	0,9803	0,9808	0,9812	0,9817
2,1	0,9821	0,9826	0,9830	0,9834	0,9838	0,9842	0,9846	0,9850	0,9854	0,9857
2,2	0,9861	0,9864	0,9868	0,9871	0,9875	0,9878	0,9881	0,9884	0,9887	0,9890
2,3	0,9893	0,9896	0,9898	0,9901	0,9904	0,9906	0,9909	0,9911	0,9913	0,9916
2,4	0,9918	0,9920	0,9922	0,9925	0,9927	0,9929	0,9931	0,9932	0,9934	0,9936
2,5	0,9938	0,9940	0,9941	0,9943	0,9945	0,9946	0,9948	0,9949	0,9951	0,9952
2,6	0,9953	0,9955	0,9956	0,9957	0,9959	0,9960	0,9961	0,9962	0,9963	0,9964
2,7	0,9965	0,9966	0,9967	0,9968	0,9969	0,9970	0,9971	0,9972	0,9973	0,9974
2,8	0,9974	0,9975	0,9976	0,9977	0,9977	0,9978	0,9979	0,9979	0,9980	0,9981
2,9	0,9981	0,9982	0,9982	0,9983	0,9984	0,9984	0,9985	0,9985	0,9986	0,9986

Table pour les grandes valeurs

t	3	3,1	3,2	3,3	3,4	3,5	3,6	3,8	4	4,5
$\hat{\phi}(t)$	0,9987	0,9990	0,9993	0,9995	0,9997	0,9998	0,9998	0,999928	0,999968	0,999997

Fig. F1 Table de la loi normale