

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

République Algérienne Démocratique et Populaire

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

673



Mémoire de Mastère

Présenté à l'Université du 8 Mai 1945 Guelma

Faculté des Sciences et de la Technologie

Département de : "Génie Civil et Hydraulique"

Domaine: "Sciences et Technologie"

Spécialité : "Hydraulique Urbaine", Option : Hydraulique et Technique des eaux"

Présenté par : LAOUADI ZINE EL ABEDINE

**Thème : Approche géostatistique des précipitations
maximales annuelles du bassin versant de la Seybouse**

Sous la direction de: Mme BEB. MESSAOUDA

Juin 2011

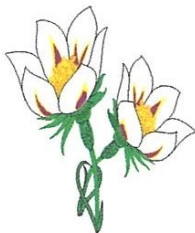


Remerciement



Au terme de cette étude, je tiens à exprimer mes vifs remerciements :

- * A ma promotrice M^{me} : Beb Messaouda pour ces conseils et ses consultations qui m'ont tout aidé a la réalisation de mon projet.*
- * A tout le corps enseignants et le personnel de département de génie civil qui ont contribué de près où de loin a ma formation.*
- * Aux membres de jury qui auront à juger et à apprécier ce travail.*
- * Je tiens à remercier mes parents qui m'ont aidé pendant tout mon parcours.*
- * Sans oublier de remercier toute personne ici présente pour me soutenir et m'encourager « amis, collègues, familles, ... »*



Laouadi Zine El Abedine



∞ Dédicaces ∞

Je dédie ce modeste travail :

- * A mes parents qui m'ont tant aidé et encourager.*
- * A tous mes frères et sœurs.*
- * A toute la famille : Laouadi.*
- * A tou(s) (tes) mes ami(s) (es).*
- * Toute ma promotion, en générale et tous les étudiants de l'option hydraulique et technique des eaux en particulier*



Laouadi Zine El Abedine

Résumé

L'objectif principal dans la présente étude est le développement d'une méthode d'analyse régionale devant permettre d'estimer des quantiles des précipitations en des sites ayant peu de données d'une part et d'autre part elle permet d'approfondir les connaissances de la géostatistique qui est une approche statistique caractérisant la structure de la variabilité spatiale d'une précipitation pour cartographier un phénomène naturel.

La cartographie constitue le noyau le plus adapté pour une bonne représentation spatiale.

Le travail s'est déroulé selon trois axes :

- Estimation des précipitations
- Calage d'un modèle de variogramme.
- Technique du krigage.

Dans un premier temps, une estimation des précipitations notamment à cause de l'aspect très aléatoire des variables pour générer des modèles de précipitations, ceci en les ajustant par la loi GUMBEL ou GEV cette dernière étendue à trois paramètres. Pour l'adéquation des lois marginales, test χ^2 et le test de Kolmogorov Smirnov, ont été utilisés pour l'identification.

Puis on a procédé au calage des paramètres de chaque variogramme, après plusieurs essais, le modèle Gaussien a été adapté pour l'estimation des variogrammes spatiaux expérimentaux sur la zone de la région de la Seybouse

En dernier on a utilisé la technique du krigage par rapport aux autres méthodes d'interpolation, car elle permet d'utiliser la structure spatiale de la variable pour l'estimation pour cartographier un phénomène naturel.

Mots clés : précipitations, interpolation, géostatistique, krigage, Seybouse.

TABLE DES MATIERES

Résumé	01
Sommaire	02
INTRODUCTION GENERALE	04
Chapitre I : Présentation générale du bassin versant	
1. Situation de la zone géographique	06
2. Caractéristiques morphologique	07
2.1. Indice de compacité de gravelius : Kc	07
2.2. Rectangle équivalent	08
3. Paramètres du relief	09
3.1. Altitude moyenne du Bassin Versant	09
3.2. Courbe hypsométrique	10
3.3. Dénivelée D	10
3.4. Indice de pente globale	11
3.5. Indice de pente moyenne	11
3.6. dénivelée spécifique D _s	11
Chapitre II : Analyse des résultats	
1. Présentations du réseau pluviométrique de la Seyhouse	12
2. Analyse des données pluviométriques	13
2.1. Homogénéisation	14
2.1.1. Principe du test	14
2.1.2. Pluies maximales annuelles de la station Ain Barda	15
2.1.3. Pluies maximales annuelles de la station Héliopolis	16
2.2. Comblement des lacunes par la régression linéaire	18
2.2.1. Principe de base	18
2.2.2. Pluies maximales annuelles observées de différentes stations	18
2.2.3. Pluies maximales annuelles observées de la régression linéaire	19
2.2.4. Pluies maximales annuelles reconstituées	24
Chapitre III : Simulation des précipitations	
1. Ajustement des précipitations maximales annuelles à la loi Gumbel (HYDROLAB)	26
1.1. Ajustement des précipitations maximales annuelles Ain Babouche	27
1.2. Ajustement des précipitations maximales annuelles Ain Barda	28
1.3. Ajustement des précipitations maximales annuelles Ain Makhlouf	29
1.4. Ajustement des précipitations maximales annuelles Bouchegouf	31
1.5. Ajustement des précipitations maximales annuelles El Karma	32
1.6. Ajustement des précipitations maximales annuelles Héliopolis	33
1.7. Ajustement des précipitations maximales annuelles Guelma	35
1.8. Ajustement des précipitations maximales annuelles Medjez Ammar	36

1.9. Ajustement des précipitations maximales annuelles Pont Bouchet	37
2. Test d'adéquation d'une loi théorique «Khi ² et Kolmogorov Smirnov »	38
3. Application du test aux pluies maxima annuelle	40
4. Ajustement des pluviométrie annuelles (HYFRAN)	48
5. Test d'adéquation de Khi deux	50
6. Analyse des résultats et comparaison	51

Chapitre IV : Cartographie

1. Utilisation des techniques géostatistiques dans la représentation spatiale	52
2. Variogramme	53
2.1. Modélisation du variogramme	53
2.2. Modèles théoriques du variogramme	53
2.3. Variogramme expérimental	55
2.4. Calage d'un modèle théorique	58
3. Krigeage de la variable précipitation	59
3.1. Principe du krigeage	59
3.2. Méthode du tracé d'une carte	60
3.3. Résultats et interprétation	60
3.4. Contrôle de la précision du modèle d'interpolation	68
3.5. Conclusion	68
Conclusion générale	69
Liste des tableaux	70
Listes des figures	72
Annexe 1	74
Annexe 2	76
Annexe 3	77
Références bibliographiques	80

Introduction

L'estimation des précipitations associées aux événements extrêmes est un sujet qui suscite de plus en plus d'intérêt dans le domaine des sciences de l'eau.

La modélisation du comportement hydraulique des bassins versant est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, au risque hydrologique.

La modélisation doit être effectuée à partir des données, la densité limitée des réseaux de mesure, les lacunes fréquentées dans les séries statistiques font que l'estimation des différents paramètres hydriques par des modèles mathématiques est entachée d'erreurs.

L'estimation des précipitations extrêmes permet la localisation des risques ainsi que leurs répartitions spatiales comme la physique de ces phénomènes est très complexe, nous ferons appel à une modélisation géostatistique.

Le développement de la géostatistique dans les sciences de l'eau a permis de régionaliser des variables aussi bien spatiales que temporelles. Ces techniques permettent à l'hydrologue de disposer d'outils performants pour déterminer les besoins et la gestion des ressources en eau.

La géostatistique qui est une approche caractérisant la structure de la variabilité spatiale d'une précipitation quelconque ainsi que son estimation s'avère très appropriée pour cartographier un phénomène naturel, on a utilisé la méthode d'interpolation de krigeage.

Le krigeage est une technique d'interpolation qui s'est développée à partir des années 50 par le géologue sud africain KRIGE, mais c'est seulement dans les années 1960 que MATHERON [1] et son équipe de l'école des mines de Paris ont formulé la théorie des variables régionalisées d'où le nom de géostatistique c'est la méthode optimale d'interpolation spatiale.

Cette étude s'articule autour de quatre chapitres :

- Le chapitre I : souligne les principales caractéristiques du bassin versant de la Seybouse
- Le chapitre II : se focalise sur l'analyse des précipitations maximales annuelles
- Le chapitre III : évoque les aspects concernant les ajustements des précipitations
- Le chapitre IV : présente les étapes de la mise en œuvre pour l'élaboration d'une carte

Donc ce mémoire présente l'élaboration d'une carte des précipitations dans la zone de la Seybouse qui se trouve à l'est de l'Algérie. Une image (2D ; 3D) fournit un outil pour comprendre comment se répartissent les précipitations dans l'espace, localiser les zones à fortes précipitations pour lutter contre les inondations.

Chapitre I :

Présentation générale du
bassin versant

Présentation générale du bassin versant :

1. Situation de la zone géographique :

Le bassin versant de la Seybouse est situé au Nord Est de l'Algérie qui comme au total une superficie de 6862,39 Km², qui s'étend entre les longitudes 6° 48' W et 7° 59' E et de latitude 35° 53' S et 36° 57' N

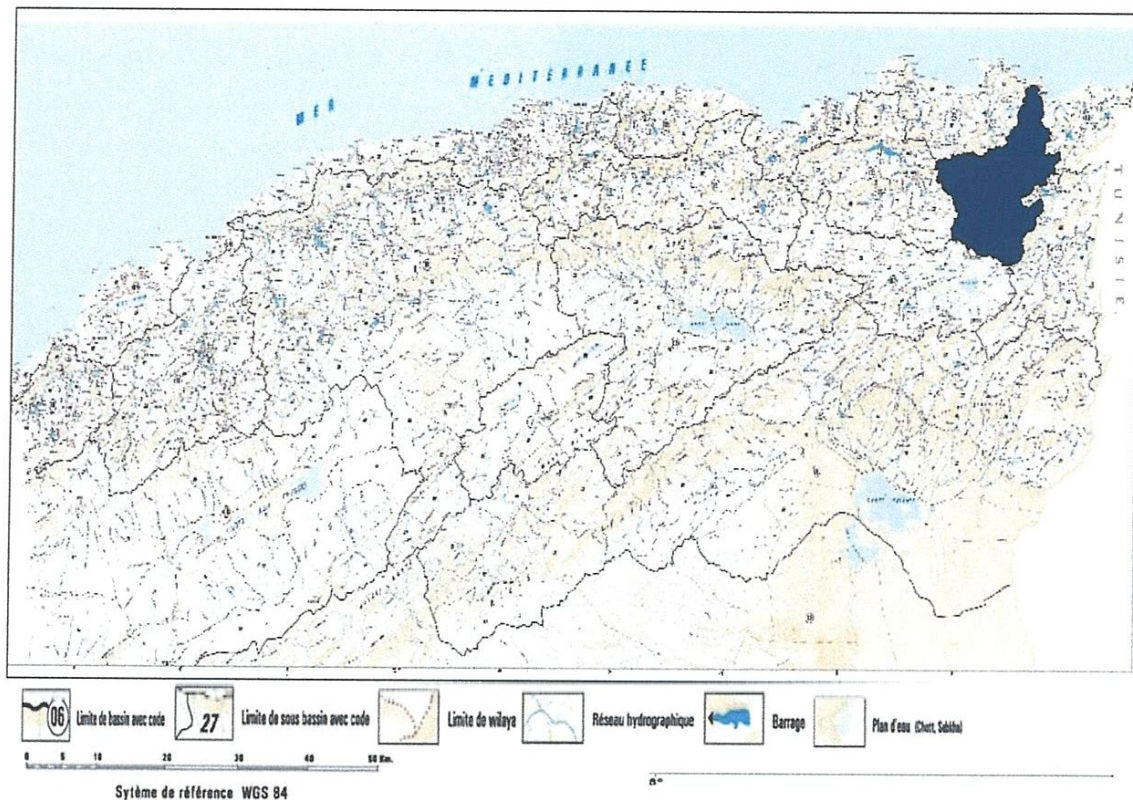


Figure 1 : Situation géographique du bassin versant de la Seybouse

Le bassin versant de la Seybouse englobe 07 wilayas de l'Est d'Algérie. La wilaya de Guelma en totalité et partiellement les wilayas de : Annaba, El Taref, Oum El Bouaghi, Skikda, Souk Ahras et Constantine

Le bassin versant prend sa source dans la plaine littorale d'Annaba. Il se compose de six sous bassins principaux qui sont : le sous Bassin Charef amont et aval et sous bassin oued Bouhamdane constituent la haute Seybouse et puis le sous bassin de Guelma et sous bassin de Mellah appelés la moyenne Seybouse, et le dernier sous bassin Maritime appelé la basse Seybouse.

- 1.1. **Le sous bassin Charef amont** : se compose essentiellement de la plaine de Tamlouka et la plaine de Sedrata drainé par oued Mellah qui prend ses sources, dans le djebel Amar.
- 1.2. **Le sous bassin Charef aval** : drainé par de nombreux oueds dans les deux rives, est orienté Est-ouest à oued Charef.
- 1.3. **Le sous bassin Oued Bouhamdane** : est la jonction des Oued Zenati et Oued Sabath qui se jette dans la Seybouse à Medjez Ammar.
- 1.4. **Le sous bassin de Guelma** : accru par l'union de Bouhamdane et du Charef qui débouche dans le vaste bassin de Guelma, l'oued suit l'axe du dernier orienté Ouest-Est.

- 1.5. Le sous bassin Mellah : orienté Sud-ouest, Nord-est et en forme de couloir, le cours principal est formé par la réunion de Oued Sfa, Oued Cham et Oued Ghanem.
- 1.6. Le sous bassin Maritime : le cours d'eau de la Seybouse prend sa voie entre Bouchegouf et Drean. Dans une direction Sud-nord et après la Seybouse continue sa route vers la mer qui redevient fonctionnel lors de grandes crues.

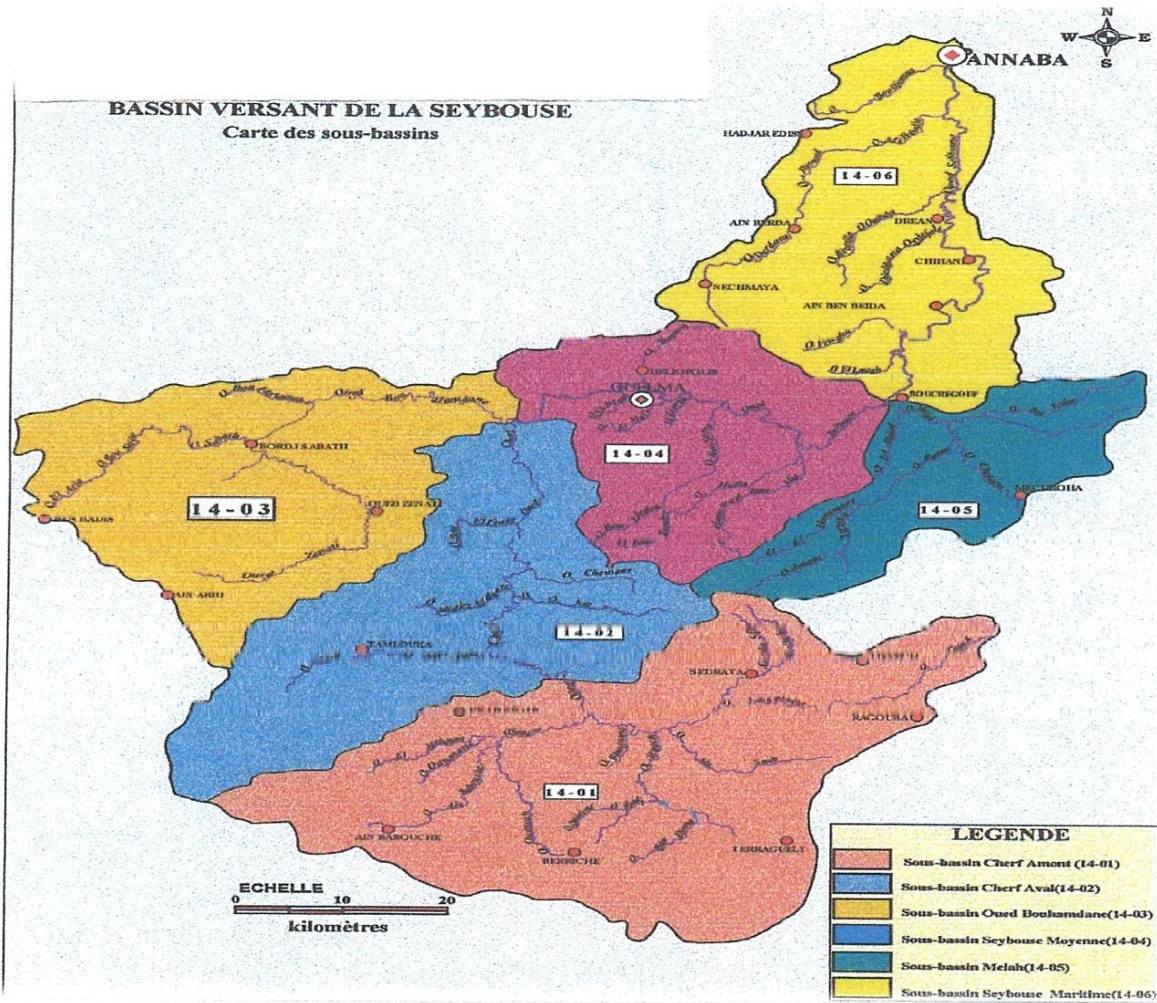


Figure 2 : Carte des six principaux bassins versants de la Seybouse

2) Caractéristiques morphologiques :

Les grandeurs spécifiques [2] du B.V ont été obtenues grâce à la planimétrie

2-1) Indice de compacité de gravelius : Kc

Il donne une indication sur l'allongement du B.V

$$Kc = P/2 \cdot \sqrt{\pi \cdot S} = 0,28P/\sqrt{S} \quad (01)$$

Où : P : périmètre du bassin

S : surface équivalente au périmètre du cercle

2-2) Rectangle équivalent :

Il est défini comme le rectangle de longueur L et de largeur l dont la surface est S, et le périmètre est P

Il nous permet de comparer les B.V entre eux du point de vue influence de leur forme sur l'écoulement.

2.2.1. Longueur du rectangle :

$$L = Kc * \frac{\sqrt{S}}{1,128} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,128}{Kc}\right)^2} \right] \quad (02)$$

2.2.2. Largeur du rectangle :

$$l = Kc * \frac{\sqrt{S}}{1,128} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,128}{Kc}\right)^2} \right] \quad (03)$$

Tableau 01: Les paramètres géomorphologiques des six sous bassins versant

N°	SOUS BASSIN	P(Km)	S(Km²)	Kc	RECTANGLE EQUIVALENT		FORME DU BASSIN
					L(Km)	l(Km)	
01	le sous bassin Charef amont (14-01)	227,927	1850,427	1,48	93,33	19,83	Rectangle allongé
02	Le sous bassin Charef aval (14-02)	199,003	1241,797	1,58	84,02	14,78	Rectangle allongé
03	Le sous bassin oued Bouhamdane (14-03)	173,389	1181,416	1,41	68,94	17,14	Rectangle allongé
04	Le sous bassin Guelma (14-04)	131,873	864,003	1,26	47,14	18,33	Rectangle allongé
05	Le sous bassin Mellah (14-05)	135,6	595,111	1,56	56,85	10,47	Rectangle allongé
06	Le sous bassin maritime (14-06)	172,222	1129,636	1,43	69,17	16,33	Rectangle allongé
TOTAL		509,24	6862,39	1,72	221,89	32,73	Rectangle allongé

Tracé du rectangle équivalent :

Les courbes de niveau deviennent des droites parallèles aux petits côtés et l'exutoire du bassin

- 3. Distance à la courbe $1400 = L * 0,09\% = 0,199 \text{ Km}$
- 4. Distance à la courbe $1200 = L * 0,28\% = 0,64 \text{ Km}$
- 5. Distance à la courbe $1000 = L * 2,82\% = 6,257 \text{ Km}$
- 6. Distance à la courbe $800 = L * 45,29\% = 100,50 \text{ Km}$
- 7. Distance à la courbe $600 = L * 24,45\% = 54,26 \text{ Km}$
- 8. Distance à la courbe $400 = L * 12,31\% = 27,31 \text{ Km}$
- 9. Distance à la courbe $200 = L * 7,27\% = 16,13 \text{ Km}$
- 10. Distance à la courbe $0 = L * 7,49\% = 16,61 \text{ Km}$

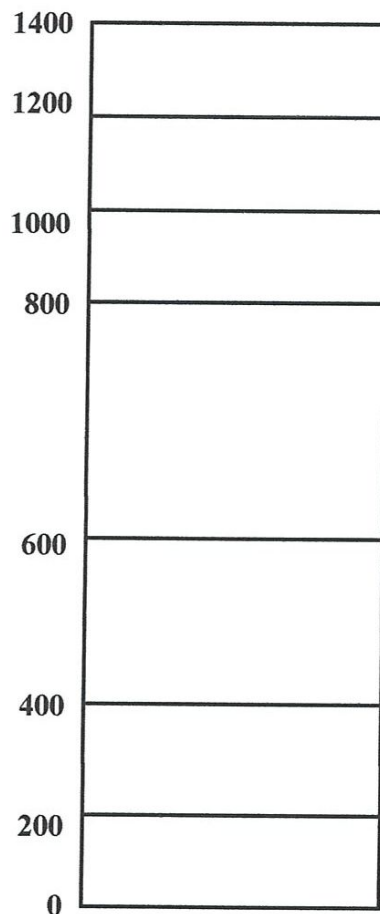


Figure 3 : Rectangle équivalent

3) Paramètres du relief :

3.1) Altitude moyenne du bassin versant

$$H_{moy} = \sum \frac{S_i * H_i}{S} \quad (04)$$

Où : H_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m)

S_i : Surface partielle comprise entre deux courbes (Km)

S = surface totale du bassin (km²)

$$H_{moy} = 705,63 \text{ (m)} \quad (05)$$

3.2) Courbe hypsométrique :

Il est important de connaître la répartition des altitudes dans le bassin; pour cela la répartition la plus utilisée est la courbe hypsométrique (fig 4) obtenue en planimétrant les surfaces comprises entre certaines d'altitude.

Les cotes du bassin versant varient de 1600m à l'amont jusqu'à 0,00m à l'aval.

La distribution est représentée dans le tableau 02

Tableau 02 : Répartition altimétrique du bassin

N°	Hi,i+1	Himoy	Surface partielle	
			Si(Km ²)	Si %
01	1600-1400	1500	6,12	0,09
02	1400-1200	1300	19,45	0,28
	1200-1000	1100	193,45	2,82
04	1000-800	900	3107,86	45,29
05	800-600	700	1678,12	24,45
06	600-400	500	844,44	12,31
07	400-200	300	498,78	7,27
08	200-000	100	514,17	7,49
			6862,39	100%

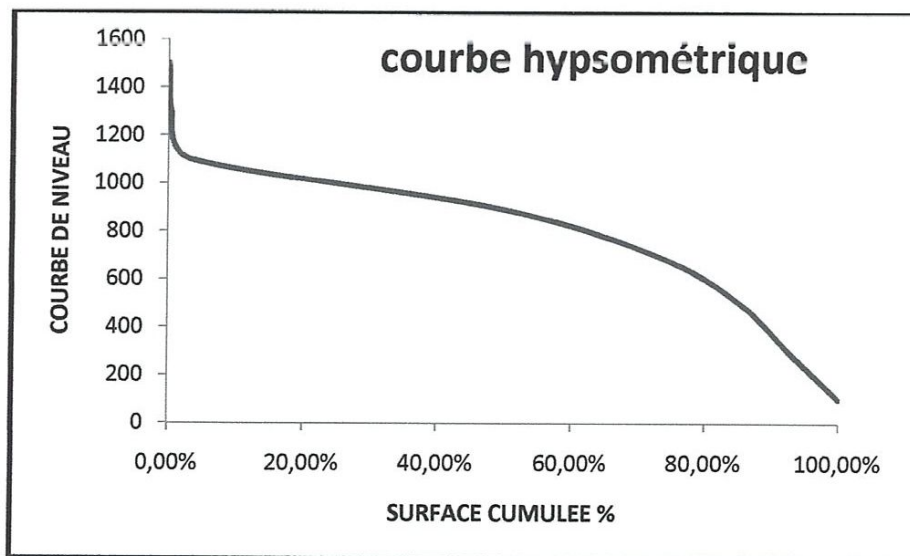


Figure 4 : Courbe hypsométrique du bassin versant

3.3) Dénivelée D :

$$D = H_{5\%} - H_{95\%}$$

$$= 995\text{m} - 110\text{m} = 885\text{m}$$

Altitude moyenne $H_{50\%} = 780\text{m}$ « valeur estimée graphiquement »

3.4) Indice de pente globale :

Cet indice sert à classer le relief d'un bassin

$$I_g = D/L \quad (07)$$

Ou D : dénivelée entre H_{5%} et H_{95%}

L : longueur du rectangle équivalent (Km)

$$H_{5\%} = 995m$$

$$\{I_g = 3,96 (m /Km)\}$$

$$H_{95\%} = 110m$$

$$L = 221,89 Km$$

3.5) Indice de pente moyenne:

$$I_{moy} = \frac{H_{max} - H_{min}}{L}$$

H_{max} : altitude max du bassin = 860m

H_{min} : altitude min du bassin = 47m

L : longueur du rectangle équivalent

3.6) dénivelée spécifique : D_s

$$D_s = I_g * \sqrt{S} = D * \sqrt{\frac{l}{L}} \quad (08)$$

Elle ne dépend pas de l'hypsométrie (D= H_{5%}-H_{95%})

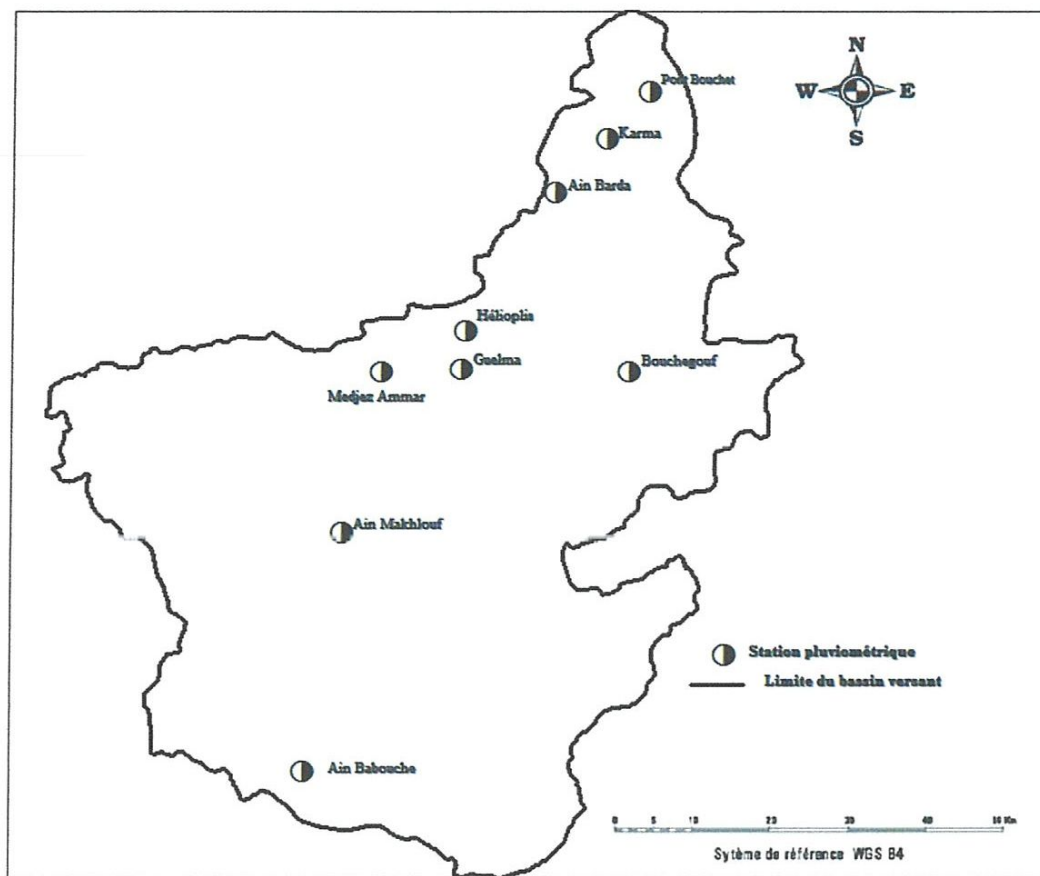
Elle donne lieu à une deuxième classification d'ORSTOM indépendante des surfaces [2]

Tableau 03 : Classification d'ORSTOM pour les différents reliefs

R1	Relief très faibles	D _s <10m
R2	Relief faibles	10m<D _s <25m
R3	Relief assez faibles	25m<D _s <50m
R4	Relief modéré	50m<D _s <100m
R5	Relief assez fort	100m<D _s <250m
R6	Relief fort	250m<D _s <500m
R7	Relief très fort	500m<D _s

$$D_s = 780 * \sqrt{\frac{32,73}{221,89}} = 299m \rightarrow \text{relief fort}$$

Dans le cadre de cette étude, on s'intéresse plus particulièrement à l'analyse de la pluviométrie observée. Dans le chapitre suivant on cherche à mieux connaître les méthodes classiques utilisées pour combler les lacunes des stations dont les données sont discontinues.



2. Analyse des données pluviométriques :

Afin de pouvoir utiliser les séries de données il est nécessaire d'une part de détecter les lacunes des stations pluviométriques et combler toutes ces dernières, et d'autre part de s'assurer que les séries de données sont homogènes du point de vue statistique.

Les séries de données pluviométriques du bassin versant de la Seybouse sont longues constituées par des pluies maximales annuelles, présentent peu de discontinuités.

Les données sont des séries des pluies maximales journalières dont la période d'observations (1980-2007).

Tableau 05 : Précipitations maximales annuelles des stations pluviométriques

années	Ain Babouche	Ain barda	Ain Makhloof	Bouchegouf	Karma	Héliopolis	Guelma	Medjez Ammar	Pont Bouchet
1980		577.6		535.6		604.3	539.4		
1981		585.1	489.7		512.9	521.2	636.2		665.4
1982	206.1	567.1	339	420.6	331.9	483.5	418.1	459.3	526.2
1983	127	715.9		537.4		904.7		766.4	824.6
1984		833.4	625			827.4	670	766.2	900.2
1985		448.4	377.8	381.8	419.1	440	362.2	353.1	433.7
1986		813.6	719.5	694.6	784.7	871.3	795.3	861.8	737.4
1987	65.8	382.1	395	357.8	362.3	382.4	394.4	426.9	366.1
1988	164.3	480.1	431.5	416.2	493.1	545.2	459.6	548.3	487.8
1989	343.8	530.9	447.8	467.7	522.2	480		519.7	489.5
1990	366.6	638.6	663.7	627.5	639.7	692.5	624.5		653.6
1991		623.7	627	556.6		664.5	589.5	637.8	622.9
1992	137	680.6		571	631.2	616.7	565.3		632.1
1993		500	399.2	340.8	472.7	448.6	386.2	427.1	488.8
1994	217.8	585.5	500.4	468.3	548.9	557.8	501.7	556.5	531.7
1995	397.5	734.6	270.1	811.8	684.9	697.2	693.5	773.1	726.8
1996	117.7	391.8			325.2	257.3	245.3	316.1	389.5
1997	374	863	534.8	809.9	665.8	762.6	652.5	634.3	748.6
1998	227.6	735		652.2		660	546.5	681.8	687.3
1999	301.1	562.1		595.4	519.7	507.7	576	552.1	470.5
2000	195	547.1		479.8	503.3	477	490	474.2	521.4
2001		368.2		294	399.8	341.4	336	358.7	411.5
2002	330.3	973		884	917.1	791	802	946.4	933.6
2003	420	858.9		745.8	740.6	812.8	762	815.6	
2004	360.8	842.9		617.2	872.5	835.5	703.5	725.1	
2005	271.3	574.2		421.7	469.3	625.8	446.5		
2006	319.3	594		575.1		598.1	500.5		651.9
2007		528.4		448	596.1	490		492.2	587

On remarque que les stations présentent des lacunes à part les deux stations Ain Barda et Héliopolis qui présentent des séries d'observations continues. Plusieurs tests statistiques sont utilisés pour s'assurer de l'homogénéité de ces deux stations qui seront des stations de référence.

- Test de Wilcoxon
- Test de Mann-Whitney
- Méthode des doubles cumuls

2.1. Homogénéisation (Test de Wilcoxon) :

C'est un test non paramétrique qui utilise la série des rangs des observations au lieu de la série de leurs valeurs [2].

2.1.1 Principe du test :

Soit une série d'observations de longueur N à partir de laquelle on tire deux échantillons X et Y.

N_1 et N_2 sont respectivement les tailles de ces échantillons, avec $N = N_1 + N_2$ et $N_1 \leq N_2$

On classe ensuite les valeurs de notre série par ordre croissant, et puis on calcule la somme W_x des rangs des éléments du premier échantillon dans la série commune : $W_x = \sum RangX$

Pour qu'une série soit homogène la quantité W_x doit être comprise entre deux bornes W_{max} et W_{min}

$$W_{max} = [(N_1 + N_2 + 1) * N_1] - W_{min} \tag{09}$$

$$W_{\min} = [((N_1 + N_2 + 1) * N_1 - 1) / 2] - Z_{1-\alpha/2} * \sqrt{(N_1 * N_2 * \frac{N_1 + N_2 + 1}{12})} \quad (10)$$

$Z_{1-\alpha/2}$ représente la valeur centrée réduite de la loi normale correspondant à $1-\alpha/2 = 1,96$ (Seuil de confiance de 95%), alors on doit vérifier :

$$W_{\min} < \Sigma \text{Rang } X < W_{\max}$$

2.1.2. Pluies maximales annuelles de la station Ain Barda :

On commence par diviser notre série pluviométrique en deux échantillons $N_1 = 14$ et $N_2 = 14$. Dans la première colonne on porte le premier échantillon X, dans la deuxième colonne on porte le deuxième échantillon Y, dans la troisième et la quatrième colonnes on porte respectivement les valeurs classées de la série originale et leurs rangs.

Tableau 06 (a-b) : Vérification de l'homogénéité de la série des précipitations maxima annuelles de la station de Ain Barda

a

Année	P MAXIMA ANNUELLES	ORDRE CROISSANT	CLASSEMENT	RANG
1980	604,3	257,3	1	17
1981	521,2	341,4	2	22
1982	483,5	382,4	3	8
1983	904,7	440	4	6
1984	827,4	448,6	5	14
1985	440	477	6	21
1986	871,3	480	7	10
1987	382,4	483,5	8	3
1988	545,2	490	9	28
1989	480	507,7	10	20
1990	692,5	521,2	11	2
1991	664,5	545,2	12	9
1992	616,7	557,8	13	15
1993	448,6	598,1	14	27
1994	557,8	604,3	15	1
1995	697,2	616,7	16	13
1996	257,3	625,8	17	26
1997	762,6	660	18	19
1998	660	664,5	19	12
1999	507,7	692,5	20	11
2000	477	697,2	21	16
2001	341,4	762,6	22	18
2002	791	791	23	23
2003	812,8	812,8	24	24
2004	835,5	827,4	25	5
2005	625,8	835,5	26	25
2006	598,1	871,3	27	7
2007	490	904,7	28	4

b

X	Y	XUY	RANG
15	17	Y	17
4	10	Y	10
7	2	X	7
26	13	X	26
21	20	X	21
8	23	Y	23
11	12	N. = 1 Y	12
1	3	Y	3
18	24	Y	24
5	16	Y	16
6	25	Y	25
19	27	Y	27
28	22	X	28
14	9	X	14

$$N_1 = N_2 = 14$$

$$W_{\min} = 145,843$$

$$W_{\max} = 260,157$$

On doit vérifier :

$$W_{\min} < \Sigma \text{Rang X} < W_{\max}$$

$$145,843 < \Sigma \text{Rang X} = 183 < 260,157$$

Le test de Wilcoxon pour la station de Héliopolis est vérifié alors la série est homogène

2.1.3. Pluies maximales annuelles de la station Héliopolis :

Les mêmes étapes pour la vérification de l'homogénéité de la série des pluies maximales annuelles de la station de Héliopolis. Les données sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 07(a-b) : Vérification de l'homogénéité de la série des précipitations maxima annuelles de la station de Héliopolis

a				
année	P MAXIMA ANNUELLES	ORDRE CROISSANT	CLASSEMENT	RANG
1980	577,6	368,2	1	22
1981	585,1	382,1	2	8
1982	567,1	391,8	3	17
1983	715,9	448,4	4	6
1984	833,4	480,1	5	9
1985	448,4	500	6	14
1986	813,6	528,4	7	28
1987	382,1	530,9	8	10
1988	480,1	547,1	9	21
1989	530,9	562,1	10	20
1990	638,6	567,1	11	3
1991	623,7	574,2	12	26
1992	680,6	577,6	13	1
1993	500	585,1	14	2
1994	585,5	585,5	15	15
1995	734,6	594	16	27
1996	391,8	623,7	17	12
1997	863	638,6	18	11
1998	735	680,6	19	13
1999	562,1	715,9	20	4
2000	547,1	734,6	21	16
2001	368,2	735	22	19
2002	973	813,6	23	7
2003	858,9	833,4	24	5
2004	842,9	842,9	25	25
2005	574,2	858,9	26	24
2006	594	863	27	18
2007	528,4	973	28	23

b				
X	Y	X ∪ Y	RANG	
12	17	Y	17	
9	7	Y	10	
25	2	X	7	
19	18	X	26	
6	8	X	21	
3	28	Y	23	
10	5	Y	12	
1	4	Y	3	
24	27	Y	24	
13	23	Y	16	
20	15	Y	25	
22	14	Y	27	
26	21	X	28	

11	16	X	14
$\Sigma x = 201$		$N_1 = 14$	
		$N_2 = 14$	
		$W_{min} = 145,843$	
		$W_{max} = 260,157$	

On doit vérifier :

$$W_{min} < \sum RANG X < W_{max}$$

$$145,843 < \sum RANG X = 201 < 260,157$$

Le test de Wilcoxon pour la station de Ain Barda est vérifié alors la série est homogène

On conclut donc que les deux séries sont homogènes.

2.2. Comblement des lacunes par la régression linéaire :

2.2.1. Principe de base

Vu que la majorité des stations présentent des séries de pluies discontinues à part les stations de Ain Barda et Héliopolis. Nous avons procédé au comblement des lacunes par la méthode de la régression linéaire [2, 3, 4], cette méthode consiste à estimer les valeurs manquantes d'une série pluviométrique lacunaires à partir des observations d'une autre station de série continue et homogène. On estime alors la variable y à partir de la variable x par la droite :

$$y = a x + b$$

La variable x est observée n fois de la station de référence, et la variable y observée k fois avec $n > k$, on se propose d'établir la droite de régression de y à partir de ces couples et puis on reconstitue les valeurs (n-k) non observées à partir des valeurs de x.

La régression de y en x s'écrit :

$$\hat{y} = r_{k k} \sigma_y / \sigma_x (x_j - \bar{x}_k) + \bar{y}_k \quad (11)$$

Le nombre d'années efficaces n' dans lesquelles on aurait la même confiance que si elle a été réellement faite pendant n' est donnée par :

$$n' = k/E \quad (12)$$

$$\text{Avec } E = 1 + (1-k/n) \frac{1-(k-2)r_k^2}{k-3} \quad (13)$$

2.2.2. Pluies maximales annuelles observées de différentes stations

Nous appliquons la méthode de la régression linéaire aux séries pluviométriques de toutes les stations dont les données sont présentées dans le tableau ci-dessus

2.2.3. Pluies maximales annuelles observées de la régression linéaire

2.2.3.1. Cas de la station de AIN BABOUCHE

Tableau 08 : La série des précipitations annuelles observées de Ain Babouche

Année	A BERDA	AIN BABOUCHE
1982	567,1	206,1
1983	715,9	127
1987	382,1	65,8
1988	480,1	164,3
1989	530,9	343,8
1990	638,6	366,6
1992	680,6	137
1994	585,5	217,8
1995	734,6	397,5
1996	391,8	117,7
1997	863	374
1998	735	227,6
1999	562,1	301,1
2000	547,1	195
2002	973	330,3
2003	858,9	420
2004	842,9	360,8
2005	574,2	271,3
2006	594	319,3

2.2.3.2. Cas de la station de AIN MAKHLOUF

Tableau 09 : La série des précipitations annuelles observées de Ain Makhlof

Année	Héliopolis	Ain -Makhlof
1981	521,2	489,7
1982	483,5	339
1984	827,4	625
1985	440	377,8
1986	871,3	719,5
1987	382,4	395
1988	545,2	431,5
1989	480	447,8
1990	692,5	663,7
1991	664,5	627
1993	448,6	399,2
1994	557,8	500,4
1995	697,2	270,1
1997	762,6	534,8

2.2.3.3. Cas de la station de BOUCHEOUF

Tableau 10 : La série des précipitations annuelles observées de BOUCHEGOUF

année	A BERDA	BOUCHEGOUF
1980	577,6	535,6
1982	567,1	420,6
1983	715,9	537,4
1985	448,4	381,8
1986	813,6	694,6
1987	382,1	357,8
1988	480,1	416,2
1989	530,9	467,7
1990	638,6	627,5
1991	623,7	556,6
1992	680,6	571
1993	500	340,8
1994	585,5	468,3
1995	734,6	811,8
1997	863	809,9
1998	735	652,2
1999	562,1	595,4
2000	547,1	479,8
2001	368,2	294
2002	973	884
2003	858,9	745,8
2004	842,9	617,2
2005	574,2	421,7
2006	594	575,1
2007	528,4	448

2.2.3.4. Cas de la station de KARMA

Tableau 11 : La série des précipitations annuelles observées de EL KARMA

année	A BERDA	EL KERMA
1981	585,1	512,9
1982	567,1	331,9
1985	448,4	419,1
1986	813,6	784,7
1987	382,1	362,3
1988	480,1	493,1
1989	530,9	522,2
1990	638,6	639,7
1992	680,6	631,2
1993	500	472,7
1994	585,5	548,9
1995	734,6	684,9
1996	391,8	325,2
1997	863	665,8
1999	562,1	519,7
2000	547,1	503,3
2001	368,2	399,8
2002	973	917,1
2003	858,9	740,6
2004	842,9	872,5
2005	574,2	469,3
2007	528,4	596,1

2.2.3.5. Cas de la station de GUELMA

Tableau 12 : La série des précipitations annuelles observées de GUELMA

année	HELIOPOLIS	GUELMA
1980	604,3	539,4
1981	521,2	636,2
1982	483,5	418,1
1984	827,4	670
1985	440	362,2
1986	871,3	795,3
1987	382,4	394,4
1988	545,2	459,6
1990	692,5	624,5
1991	664,5	589,5
1992	616,7	565,3
1993	448,6	386,2
1994	557,8	501,7
1995	697,2	693,5
1996	257,3	245,3
1997	762,6	652,5
1998	660	546,5
1999	507,7	576
2000	477	490
2001	341,4	336
2002	791	802
2003	812,8	762
2004	835,5	703,5
2005	625,8	446,5
2006	598,1	500,5

2.2.3.6. MEDJAZ AMMAR

Tableau 13 : La série des précipitations annuelles observées de MEDJAZ AMMAR

année	H POLIS	M'JEZ AMMAR
1982	483,5	459,3
1983	904,7	766,4
1984	827,4	766,2
1985	440	353,1
1986	871,3	861,8
1987	382,4	426,9
1988	545,2	548,3
1989	480	519,7
1991	664,5	637,8
1993	448,6	427,1
1994	557,8	556,5
1995	697,2	773,1
1996	257,3	316,1
1997	762,6	634,3
1998	660	681,8
1999	507,7	552,1
2000	477	474,2
2001	341,4	358,7
2002	791	946,4
2003	812,8	815,6
2004	835,5	725,1
2007	490	492,2

2.2.3.7. Cas de la station de PONT BOUCHET

Tableau 14 : La série des précipitations annuelles observées de Pont Bouchet

année	A BERDA	PONTBOUCHET
1981	585,1	665,4
1982	567,1	526,2
1983	715,9	824,6
1984	833,4	900,2
1985	448,4	433,7
1986	813,6	737,4
1987	382,1	366,1
1988	480,1	487,8
1989	530,9	489,5
1990	638,6	653,6
1991	623,7	622,9
1992	680,6	632,1
1993	500	488,8
1994	585,5	531,7
1995	734,6	726,8
1996	391,8	389,5
1997	863	748,6
1998	735	687,3
1999	562,1	470,5
2000	547,1	521,4
2001	368,2	411,5
2002	973	933,6
2006	594	651,9
2007	528,4	587

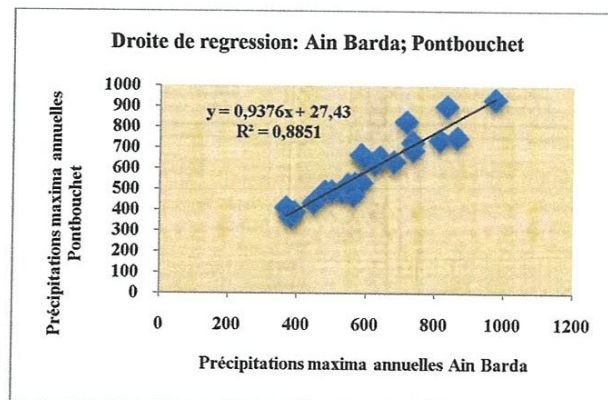
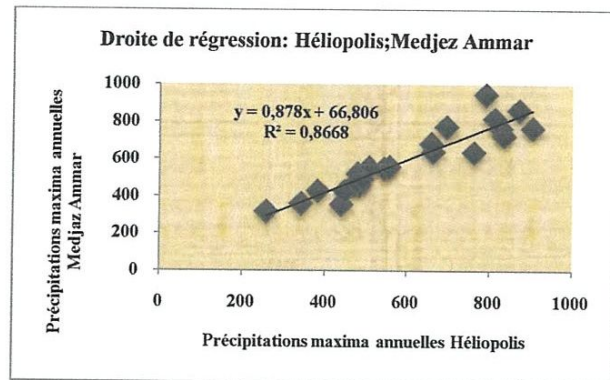
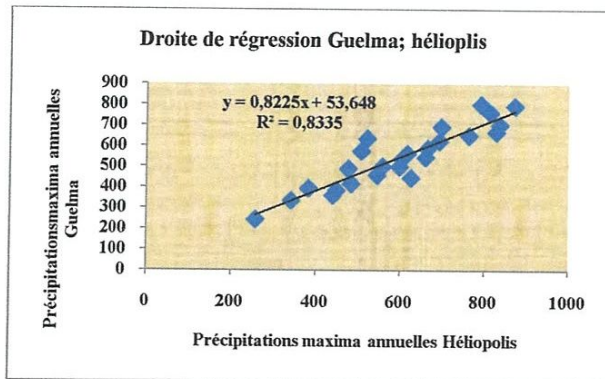
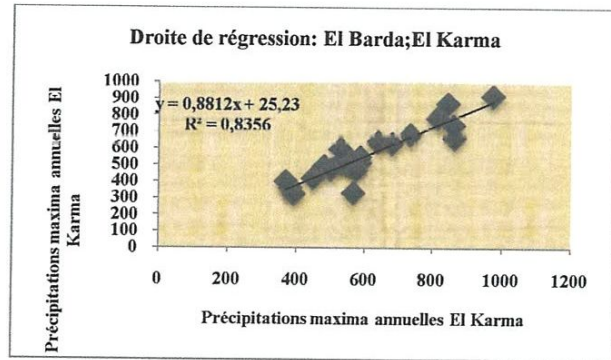
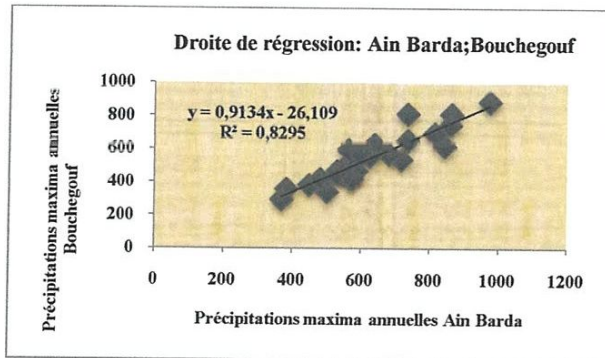
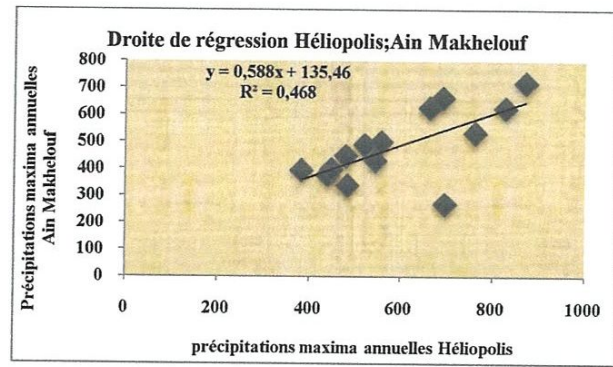
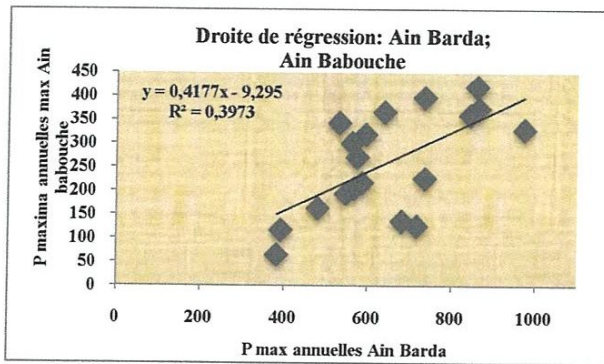


Figure 06 : Droites de régression linéaire simple des stations du bassin versant

2.2.3.8. Matrice de corrélation :

On a effectué une matrice de corrélation qui présente les coefficients de corrélation de toutes les stations pluviométriques par rapport aux stations de référence. Le coefficient de corrélation choisi est celui qui prend la valeur maximale dans la matrice.

Tableau 15 : Matrice de corrélation

	Ain Babouche	Ain Barda	Ain Makhlouf	Boucheougouf	El Karma	Héliopolis	Guelma	Medjez Ammar	Pont Bouchet
Héliopolis	r=0,522	r=0,906	r=0,684	r=0,775	r=0,902	1	r=0,907	r=0,931	r=0,910
Ain Barda	r=0,630	1	r=0,526	r=0,911	r=0,914	r=0,906	r=0,913	r=0,925	r=0,941

2.2.4. Pluies maximales annuelles reconstituées

Les séries des précipitations maximales annuelles reconstituées sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 16 : Les séries des précipitations reconstituées

Année	Ain Babouche	Ain Barda	Ain Makhlouf	Boucheougouf	Karma	Héliopolis	Guelma	Medjez Ammar	Pont Bouchet
1980	231.97	577.6	490.8	535.6	534.2	604.3	539.4	597.4	568.9
1981	235.1	585.1	489.7	508.3	512.9	521.2	636.2	524.4	665.4
1982	206.1	567.1	339	420.6	331,9	483.5	418.1	459.3	526.2
1983	127	715.9	667.4	537,4	656.1	904.7	770.6	766.4	824.6
1984	338.8	833.4	625	735.1	759.6	827.4	670	766.2	900.2
1985	178.0	448.4	377.8	381.8	419.1	440	362.2	353.1	433.7
1986	330.5	813.6	719.5	694.6	784.7	871.3	795.3	861.8	737.4
1987	65.8	382.1	395	357.8	362.3	382.4	394.4	426.9	366.1
1988	164.3	480.1	431.5	416.2	493.1	545.2	459.6	548.3	487.8
1989	343.8	530.9	447.8	467.7	522.2	480	426.8	519.7	489.5
1990	366.6	638.6	663.7	627.5	639.7	692.5	624.5	674.8	653.6
1991	251.2	623.7	627	556.6	574.8	664.5	589.5	637.8	622.9
1992	137	680.6	498.1	571	631.2	616.7	565.3		632.1
1993	199.5	500	399.2	340.8	472.7	448.6	386.2	427.1	488.8
1994	217.8	585.5	500.4	468.3	548.9	557.8	501.7	556.5	531.7
1995	397.5	734.6	270.1	811.8	684.9	697.2	693.5	773.1	726.8
1996	117.7	391.8	286.7	331.8	325.2	257.3	245.3	316.1	389.5
1997	374	863	534.8	809.9	665.8	762.6	652.5	634.3	748.6
1998	227.6	735	/	652.2	672.9	660	546.5	681.8	687.3
1999	301.1	562.1	/	595.4	519.7	507.7	576	552.1	470.5
2000	195	547.1	/	479.8	503.3	477	490	474.2	521.4
2001	/	368.2	/	294	399.8	341.4	336	358.7	411.5
2002	/	973	/	884	917.1	791	802	946.4	933.6
2003	/	858.9	/	745.8	740.6	812.8	762	815.6	832.7
2004	/	842.9	/	617.2	872.5	835.5	703.5	725.1	
2005	/	574.2	/	421.7	469.3	625.8	446.5	615.6	565.8
2006	/	594	/	575.1	548.7	598.1	500.5	591.9	651.9
2007	/	528.4	/	/	/	490	/	/	/

Tous les paramètres statistiques des séries étendues sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau 17 : Les paramètres statistiques de la régression linéaire de toutes les stations

	$r^2=$	$r=$	$K=$	$E=$	$n'=$	$n=$
A BEBOUCHE	0,397	0,63	19	0,884	21,483	28
A MEKHLOUF	0,468	0,684	14	0,790	17,717	28
BOUCHEGOUF	0,830	0,911	25	0,912	27,414	28
GUELMA	0,834	0,913	25	0,912	27,427	28
EL KERMA	0,836	0,914	22	0,823	26,738	28
M'JAZ AMMAR	0,867	0,931	22	0,816	26,969	28
PONT BOUCHET	0,885	0,941	24	0,874	27,449	28

Le chapitre suivant est consacré aux méthodes d'estimation des précipitations qui seront utilisées pour le dimensionnement des ouvrages ou dans la gestion des eaux d'un bassin versant qui permettra d'évaluer le fonctionnement des ouvrages et leur niveau de protection.

Chapitre III :

Simulation des précipitations

1. Ajustement des pluies maximales annuelles à la loi de Gumbel

La méthode analytique d'ajustement des pluies annuelles à la loi GUMBEL et GEV qui sont des lois propres aux précipitations extrêmes a été effectuée par deux logiciels HYDROLAB et HYFRAN pour permettre de comparer afin d'évaluer les pluies maximales annuelles (P_{ann}) pour n'importe quelle période de retour (2, 5, 10, 20,50 et 100 ans) [4, 5]

$$P_{\max \text{ ann } T\%} = \frac{1}{\alpha}y + \Psi \quad (14)$$

C'est l'équation d'une droite qui présente la loi de GUMBEL

Y : variable réduite de GUMBEL

$$Y = -\text{Ln} (-\text{Ln} (f(x))) \quad (15)$$

$$F(x) = \frac{i-0,5}{N} \quad (16)$$

i : ordre de classe

N : taille de l'échantillon

$(\frac{1}{\alpha}, \Psi)$: paramètres de la droite de GUMBEL sont déterminés par la méthode des moindres carrés

$\frac{1}{\alpha}$: gradex (g) de la droite de GUMBEL

D'où : $\frac{1}{\alpha} = g = 0,78 \sigma$

$$\Psi = \bar{P} - \frac{0,577}{\alpha} = \bar{P} - 0,577g$$

La fonction de distribution de Gumbel a la forme suivante :

$$F(x) = \exp (-\exp (\frac{x-\Psi}{\lambda})) \quad (17)$$

Où λ et Ψ sont respectivement les paramètres de position et d'échelle

La méthode d'ajustement des moments, qui fait partie de la grande famille de l'approche classique d'analyse, est utilisée pour adapter la distribution Gumbel aux pluies extrêmes.

La forme mathématique de la fonction de distribution de GEV est la suivante:

$$F(x) = \exp [-(1+k (\frac{x-\Psi}{\lambda}))^{-1/k}] \quad (18)$$

Pour $k \neq 0$

Il est à noter que pour $\kappa = 0$ la distribution de GEV se transforme en distribution de Gumbel. Le paramètre κ s'appelle paramètre de forme. Il est également déterminant dans le comportement des distributions dites de queue.

Les relations (17) et (18) indiquent que trois paramètres sont à estimer : λ , ψ et κ . Le choix d'une distribution de Gumbel ou une distribution de GEV est un problème rencontré très souvent dans la pratique hydrologique. Pour caler ces paramètres, on les estime par les méthodes les estimateurs de moments sont utilisés.

1.1 Ajustement des précipitations maximales annuelles Ain Babouche

Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau 18 : Ajustement des précipitations maxima annuelles pour la station Ain Babouche

Ajustement à
une loi de
Gumbel

Taille n=	21	Xo=	196,29					
		g=	72,99		I.C. à (en%)=	95	U	1,9604
Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur expérimentale	Valeur théorique	Gauss= Borne inférieure	Borne Supérieure
231,97	65,80	1	0,024	-1,318	65,80	100,06	11,28	143,44
235,10	117,70	2	0,071	-0,970	117,70	125,46	53,33	165,01
206,10	127,00	3	0,119	-0,755	127,00	141,16	78,34	179,34
127,00	137,00	4	0,167	-0,583	137,00	153,72	97,57	191,57
338,82	164,30	5	0,214	-0,432	164,30	164,75	113,76	203,00
178,00	178,00	6	0,262	-0,293	178,00	174,94	128,03	214,25
330,55	195,00	7	0,310	-0,159	195,00	184,66	140,97	225,66
65,80	199,56	8	0,357	-0,029	199,56	194,16	152,93	237,48
164,30	206,10	9	0,405	0,100	206,10	203,62	164,19	249,93
343,80	217,80	10	0,452	0,232	217,80	213,20	174,93	263,18
366,60	227,60	11	0,500	0,367	227,60	223,04	185,34	277,42
251,22	231,97	12	0,548	0,507	231,97	233,31	195,61	292,87
137,00	235,10	13	0,595	0,656	235,10	244,19	205,92	309,80
199,56	251,22	14	0,643	0,817	251,22	255,91	216,51	328,58
217,80	301,10	15	0,690	0,993	301,10	268,79	227,63	349,71
397,50	330,55	16	0,738	1,192	330,55	283,28	239,65	373,98
117,70	338,82	17	0,786	1,422	338,82	300,10	253,12	402,65
374,00	343,80	18	0,833	1,702	343,80	320,52	268,96	437,94
227,60	366,60	19	0,881	2,066	366,60	347,05	288,98	484,39
301,10	374,00	20	0,929	2,602	374,00	386,23	317,78	553,70
195,00	397,50	21	0,976	3,726	397,50	468,23	376,56	700,30

Fréquence	U.Gumbel	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.	Valeur	Fréq. théo.	Pér. Ret.
0,99	4,600	532,056	421,614	815,125	532,056	0,99	100,00
0,98	3,902	481,093	385,678	723,416	481,093	0,98	50,00
0,95	2,970	413,085	337,202	601,554	413,085	0,95	20,00
0,9	2,250	360,545	298,982	508,177	360,545	0,90	10,00
0,8	1,500	305,771	257,569	412,399	305,771	0,80	5,00
0,5	0,366513	223,0418905	185,340418	277,417868	223,0419	0,5	2

562,1	715,9	20	0,696	1,017	715,9	680,7931	619,696	790,5776
547,1	734,6	21	0,732	1,165	734,6	699,2378	635,075	818,6553
368,2	735	22	0,768	1,331	735	719,791	651,843	850,313
973	813,6	23	0,804	1,520	813,6	743,208	670,57	886,7576
858,9	833,4	24	0,839	1,742	833,4	770,6952	692,159	929,931
842,9	842,9	25	0,875	2,013	842,9	804,371	718,173	983,2594
574,2	858,9	26	0,911	2,370	858,9	848,5212	751,759	1053,694
594	863	27	0,946	2,899	863	914,2103	801,008	1159,214
528,4	973	28	0,982	4,016	973	1052,703	903,268	1383,251

Fréquence	U.Gumbel	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.	Valeur	Fréq. théo.	Pér. Ret.
0,99	4,600	1125,083	956,245	1500,810	1125,083	0,99	100,00
0,98	3,902	1038,517	892,857	1360,240	1038,517	0,98	50,00
0,95	2,970	922,996	807,547	1173,374	922,996	0,95	20,00
0,9	2,250	833,749	740,575	1030,073	833,749	0,90	10,00
0,8	1,500	740,708	668,587	882,850	740,708	0,80	5,00
0,5	0,367	600,182	546,462	673,885	600,182	0,50	2,00

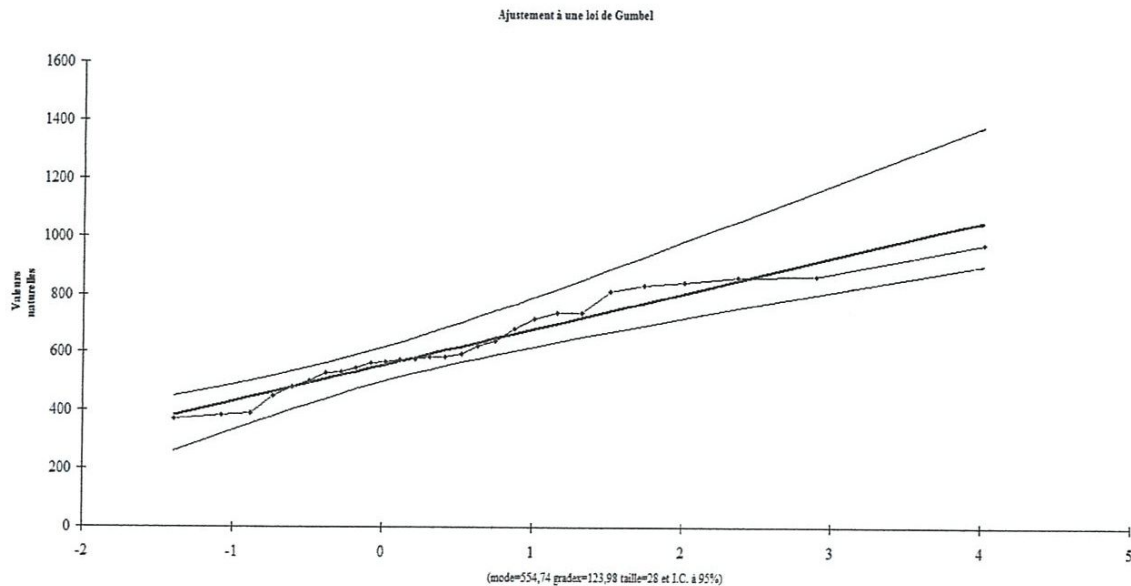


Figure 08 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Ain Barda

1.3 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Ain Makhoulf

Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau 20: Ajustement des précipitations maxima annuelles pour la station Ain Makhlouf

Ajustement à une loi de Gumbel

Taille n=	18	Xo= 426,99		g= 103,76		I.C. à (en%)= 95		U Gauss= 1,9604	
Valeurs de Départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur Expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne Supérieure	
490,79	270,10	1	0,028	-1,276	270,10	294,55	152,81	360,40	
489,70	286,75	2	0,083	-0,910	286,75	332,54	219,31	393,22	
339,00	339,00	3	0,139	-0,680	339,00	356,42	259,14	415,82	
667,42	377,80	4	0,194	-0,493	377,80	375,81	289,91	435,76	
625,00	395,00	5	0,250	-0,327	395,00	393,10	315,84	455,02	
377,80	399,20	6	0,306	-0,170	399,20	409,32	338,71	474,58	
719,50	431,50	7	0,361	-0,018	431,50	425,00	359,11	492,01	
395,00	447,80	8	0,417	0,133	447,80	440,79	378,66	516,90	
431,50	489,70	9	0,472	0,287	489,70	456,80	396,83	540,58	
447,80	490,79	10	0,528	0,448	490,79	473,45	414,39	566,55	
663,70	498,08	11	0,583	0,618	498,08	491,12	431,77	595,39	
627,00	500,40	12	0,639	0,803	500,40	510,30	449,44	627,87	
498,08	534,80	13	0,694	1,009	534,80	531,67	468,00	665,17	
399,20	625,00	14	0,750	1,246	625,00	556,27	488,30	709,19	
500,40	627,00	15	0,806	1,531	627,00	585,90	511,65	763,31	
270,10	663,70	16	0,861	1,900	663,70	624,17	540,64	834,38	
286,75	667,42	17	0,917	2,442	667,42	680,35	581,71	940,21	
534,80	719,50	18	0,972	3,569	719,50	797,37	664,39	1163,48	

Fréquence	U.Gumbel	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.	Valeur	Fréq. théo.	Pér. Ret.
0,99	4,600	904,318	738,383	1369,118	904,318	0,99	100,00
0,98	3,902	831,870	688,368	1229,708	831,870	0,98	50,00
0,95	2,970	735,189	620,789	1044,504	735,189	0,95	20,00
0,9	2,250	660,497	567,348	902,657	660,497	0,90	10,00
0,8	1,500	582,631	509,123	757,290	582,631	0,80	5,00
0,5	0,367	465,023	405,664	553,249	465,023	0,50	2,00

Ajustement à une loi de Gumbel

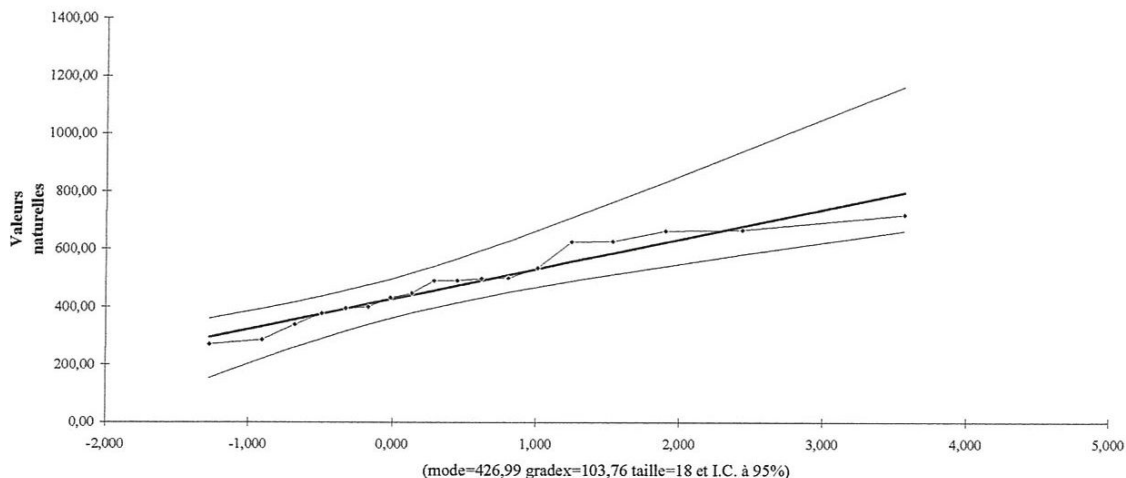


Figure 09 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Ain Makhlouf

1.4 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Boucheouf

Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau 21 : Ajustement des précipitations maxima annuelles pour la station Boucheouf

Ajustement à une loi de Gumbel								
Taille n=	27	Xo=	477,90		I.C. à (en%)=	95	U	1,9604
		g=	124,18				Gauss=	
Valeurs de Départ	Valeurs	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur Expérimentale	Valeur théorique	U inférieure	U supérieure
535,60	294,00	1	0,019	-1,384	294,00	306,09	179,31	372,98
508,32	331,76	2	0,056	-1,061	331,76	346,09	240,68	406,49
420,60	340,80	3	0,093	-0,867	340,80	370,25	276,70	427,75
537,40	357,80	4	0,130	-0,714	357,80	389,18	304,20	445,15
735,12	381,80	5	0,167	-0,583	381,80	405,48	327,23	460,78
381,80	416,20	6	0,204	-0,464	416,20	420,23	347,46	475,54
694,60	420,60	7	0,241	-0,353	420,60	434,00	365,76	489,90
357,80	421,70	8	0,278	-0,248	421,70	447,15	382,65	504,21
416,20	467,70	9	0,315	-0,145	467,70	459,92	398,46	518,68
467,70	468,30	10	0,352	-0,044	468,30	472,49	413,44	533,50
627,50	479,80	11	0,389	0,057	479,80	485,00	427,78	548,83
556,60	508,32	12	0,426	0,158	508,32	497,57	441,63	564,81
571,00	535,60	13	0,463	0,261	535,60	510,34	455,14	581,58
340,80	537,40	14	0,500	0,367	537,40	523,42	468,45	599,28
468,30	556,60	15	0,537	0,475	556,60	536,93	481,69	618,08
811,80	571,00	16	0,574	0,589	571,00	551,02	495,02	638,18
331,76	575,10	17	0,611	0,708	575,10	565,86	508,59	659,81
809,90	595,40	18	0,648	0,836	595,40	581,66	522,59	683,28
652,20	617,20	19	0,685	0,973	617,20	598,69	537,26	709,00
595,40	627,50	20	0,722	1,123	627,50	617,31	552,88	737,55
479,80	652,20	21	0,759	1,289	652,20	638,04	569,85	769,72
294,00	694,60	22	0,796	1,479	694,60	661,61	588,75	806,74
884,00	735,12	23	0,833	1,702	735,12	689,26	610,48	850,58
745,80	745,80	24	0,870	1,974	745,80	723,10	636,60	904,71
617,20	809,90	25	0,907	2,331	809,90	767,42	670,26	976,17
421,70	811,80	26	0,944	2,862	811,80	833,31	719,51	1083,18
575,10	884,00	27	0,981	3,980	884,00	972,11	821,61	1310,29

Fréquence	U.Gumbel	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.	Valeur	Fréq. théo.	Pér. Ret.
0,99	4,600	1049,166	877,759	1436,894	1049,166	0,99	100,00
0,98	3,902	962,459	814,561	1294,450	962,459	0,98	50,00
0,95	2,970	846,752	729,485	1105,101	846,752	0,95	20,00
0,9	2,250	757,361	662,666	959,910	757,361	0,90	10,00
0,8	1,500	664,170	590,779	810,775	664,170	0,80	5,00
0,5	0,367	523,416	468,448	599,280	523,416	0,50	2,00

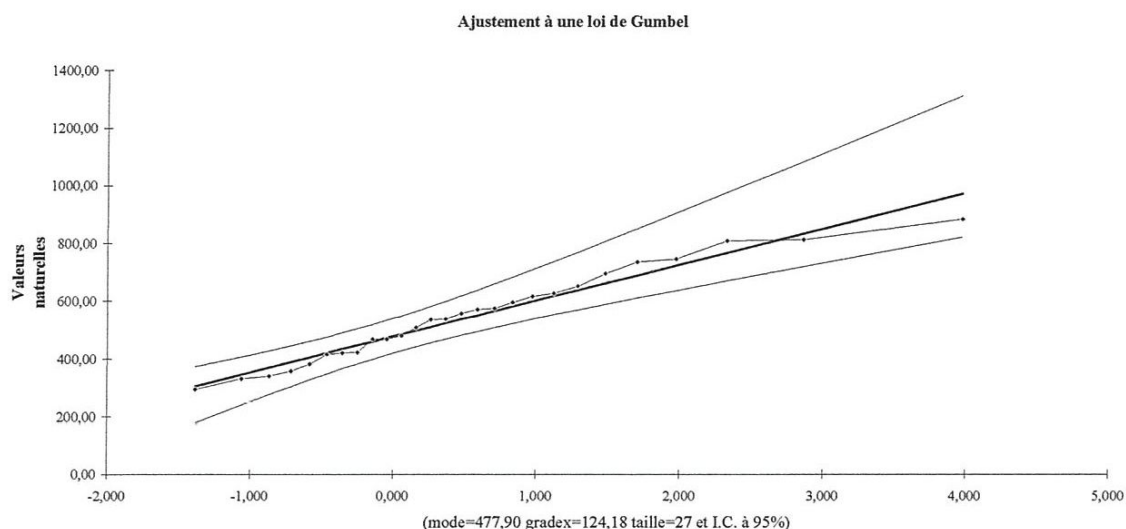


Figure 10 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Bouchegouf

1.5 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Karma

Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau 22 : Ajustement des précipitations maxima annuelles pour la station Karma

Ajustement à une loi de Gumbel

Taille n=	27	Xo= 506,76		g= 120,72		I.C. à (en%)= 95		U Gauss= 1,9604	
Valeurs de Départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur Expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne supérieure	
534,21	325,20	1	0,019	-1,384	325,20	339,75	216,50	404,77	
512,90	331,90	2	0,056	-1,061	331,90	378,63	276,16	437,35	
331,90	362,30	3	0,093	-0,867	362,30	402,11	311,18	458,01	
656,08	399,80	4	0,130	-0,714	399,80	420,51	337,91	474,93	
759,62	419,10	5	0,167	-0,583	419,10	436,36	360,29	490,12	
419,10	469,30	6	0,204	-0,464	469,30	450,70	379,96	504,46	
784,70	472,70	7	0,241	-0,353	472,70	464,09	397,75	518,43	
362,30	493,10	8	0,278	-0,248	493,10	476,87	414,17	532,34	
493,10	503,30	9	0,315	-0,145	503,30	489,29	429,54	546,40	
522,20	512,90	10	0,352	-0,044	512,90	501,50	444,10	560,81	
639,70	519,70	11	0,389	0,057	519,70	513,66	458,04	575,71	
574,83	522,20	12	0,426	0,158	522,20	525,89	471,50	591,25	
631,20	534,21	13	0,463	0,261	534,21	538,30	484,64	607,54	
472,70	548,66	14	0,500	0,367	548,66	551,01	497,57	624,75	
548,90	548,90	15	0,537	0,475	548,90	564,14	510,45	643,03	
684,90	574,83	16	0,574	0,589	574,83	577,84	523,40	662,56	
325,20	631,20	17	0,611	0,708	631,20	592,27	536,59	683,59	
665,80	639,70	18	0,648	0,836	639,70	607,63	550,21	706,41	
672,91	656,08	19	0,685	0,973	656,08	624,18	564,46	731,41	
519,70	665,80	20	0,722	1,123	665,80	642,28	579,65	759,16	

503,30	672,91	21	0,759	1,289	672,91	662,43	596,15	790,43
399,80	684,90	22	0,796	1,479	684,90	685,35	614,52	826,42
917,10	740,60	23	0,833	1,702	740,60	712,22	635,64	869,04
740,60	759,62	24	0,870	1,974	759,62	745,11	661,03	921,66
872,50	784,70	25	0,907	2,331	784,70	788,20	693,75	991,12
469,30	872,50	26	0,944	2,862	872,50	852,25	741,63	1095,15
548,66	917,10	27	0,981	3,980	917,10	987,17	840,88	1315,91

Fréquence	U.Gumbel	Borne inf.	Borne sup.	Valeur	Fréq.	théo.	
	Val.théo.				Pér.	Ret.	
0,99	4,600	1062,079	895,456	1438,983	1062,079	0,99	100,00
0,98	3,902	977,793	834,023	1300,515	977,793	0,98	50,00
0,95	2,970	865,315	751,322	1116,452	865,315	0,95	20,00
0,9	2,250	778,420	686,369	975,314	778,420	0,90	10,00
0,8	1,500	687,830	616,488	830,343	687,830	0,80	5,00
0,5	0,367	551,006	497,572	624,752	551,006	0,50	2,00

Ajustement à une loi de Gumbel

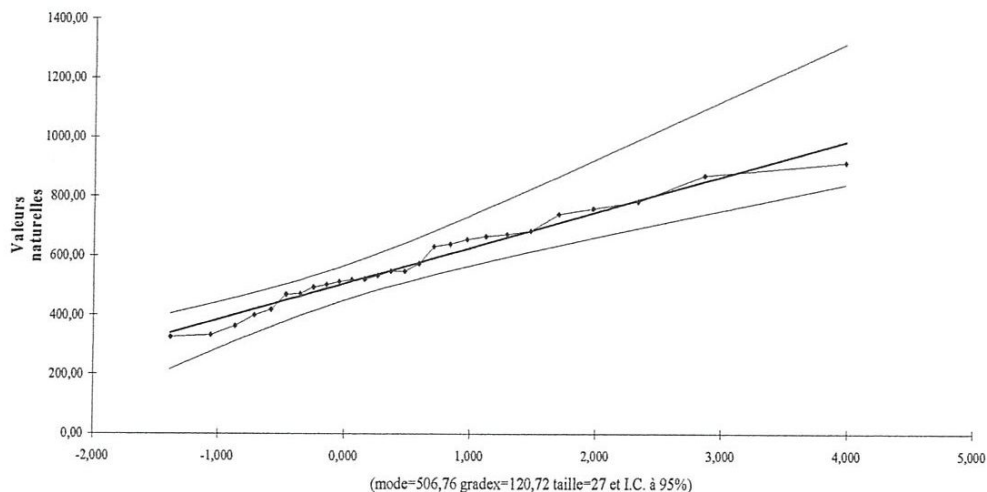


Figure 11 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Karma

1.6 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Hélioipolis

Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau 23 : Ajustement des précipitations maxima annuelles pour la station Hélioipolis

Ajustement à une loi de Gumbel								
Taille n=	28	Xo= 527,78		I.C. à (en%)= 95		U	1,9604	
		g= 131,13				Gauss=		
Valeurs de Départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur Expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne supérieure
604,3	257,3	1	0,018	-1,393	257,3	345,1667	214,483	414,8478
521,2	341,4	2	0,054	-1,074	341,4	386,9616	277,977	449,8253

Chapitre III : Simulation des Précipitations

483,5	382,4	3	0,089	-0,882	382,4	412,1143	315,177	471,8877
904,7	440	4	0,125	-0,732	440	431,7812	343,54	489,8616
827,4	448,6	5	0,161	-0,603	448,6	448,6721	367,271	505,9257
440	477	6	0,196	-0,487	477	463,9193	388,107	521,0136
871,3	480	7	0,232	-0,379	480	478,1217	406,946	535,6372
382,4	483,5	8	0,268	-0,276	483,5	491,645	424,32	550,1242
545,2	490	9	0,304	-0,176	490	504,7368	440,581	564,7091
480	507,7	10	0,339	-0,078	507,7	517,5803	455,975	579,5748
692,5	521,2	11	0,375	0,019	521,2	530,3214	470,694	594,8746
664,5	545,2	12	0,411	0,117	545,2	543,0855	484,896	610,7462
616,7	557,8	13	0,446	0,215	557,8	555,9872	498,719	627,3209
448,6	598,1	14	0,482	0,315	598,1	569,139	512,293	644,7328
557,8	604,3	15	0,518	0,418	604,3	582,6574	525,749	663,1272
697,2	616,7	16	0,554	0,525	616,7	596,6699	539,221	682,6703
257,3	625,8	17	0,589	0,637	625,8	611,3224	552,851	703,5621
762,6	660	18	0,625	0,755	660	626,7899	566,804	726,0518
660	664,5	19	0,661	0,881	664,5	643,2899	581,27	750,461
507,7	692,5	20	0,696	1,017	692,5	661,1041	596,484	777,2186
477	697,2	21	0,732	1,165	697,2	680,6124	612,75	806,9152
341,4	762,6	22	0,768	1,331	762,6	702,3506	630,484	840,3982
791	791	23	0,804	1,520	791	727,1178	650,292	878,9441
812,8	812,8	24	0,839	1,742	812,8	756,1898	673,125	924,6068
835,5	827,4	25	0,875	2,013	827,4	791,8073	700,639	981,01
625,8	835,5	26	0,911	2,370	835,5	838,503	736,162	1055,505
598,1	871,3	27	0,946	2,899	871,3	907,9796	788,25	1167,11
490	904,7	28	0,982	4,016	904,7	1054,457	896,407	1404,064

Fréquence	U.Gumbel	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.	Valeur	Fréq. théo.	Pér. Ret.
0,99	4,600	1131,011	952,438	1528,401	1131,011	0,99	100,00
0,98	3,902	1039,453	885,395	1379,726	1039,453	0,98	50,00
0,95	2,970	917,272	795,166	1182,086	917,272	0,95	20,00
0,9	2,250	829,297	728,293	1045,340	829,297	0,90	10,00
0,8	1,500	724,474	648,194	874,812	724,474	0,80	5,00
0,5	0,367	575,845	519,028	653,797	575,845	0,50	2,00

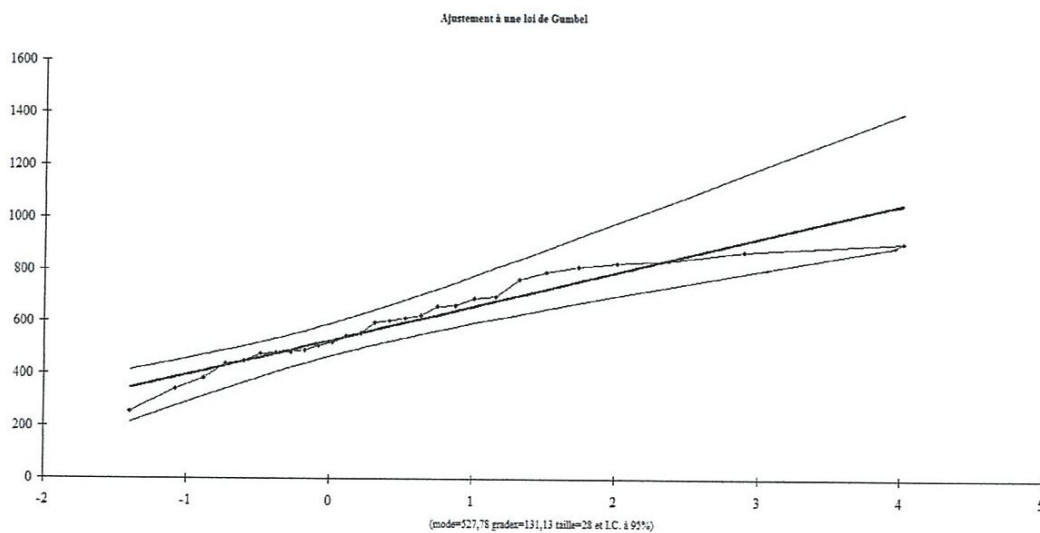


Figure 12 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Héliopolis

1.7 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Guelma

Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau 24 : Ajustement des précipitations maxima annuelles pour la station Guelma

		Ajustement à une loi de Gumbel							
Taille n=	27	Xo=	484,03	g=	117,16	I.C. à (en%)=	95	U Gauss=	1,9604
Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur Expérimentale	Valeur théorique	U inférieure	U supérieure	
539,4	245,3	1	0,019	-1,384	245,3	321,9357	202,322	385,048	
636,2	336	2	0,056	-1,061	336	359,6793	260,224	416,6634	
418,1	362,2	3	0,093	-0,867	362,2	382,4612	294,209	436,7176	
770,5687	386,2	4	0,130	-0,714	386,2	400,326	320,152	453,1369	
670	394,4	5	0,167	-0,583	394,4	415,7047	341,879	467,8831	
362,2	418,1	6	0,204	-0,464	418,1	429,6206	360,966	481,801	
795,3	426,859	7	0,241	-0,353	426,859	442,6166	378,233	495,357	
394,4	446,5	8	0,278	-0,248	446,5	455,0245	394,165	508,8528	
459,6	459,6	9	0,315	-0,145	459,6	467,0713	409,083	522,5066	
426,859	490	10	0,352	-0,044	490	478,9263	423,215	536,4909	
624,5	500,5	11	0,389	0,057	500,5	490,727	436,741	550,9529	
589,5	501,7	12	0,426	0,158	501,7	502,5932	449,81	566,0272	
565,3	539,4	13	0,463	0,261	539,4	514,6377	462,558	581,8456	
386,2	546,5	14	0,500	0,367	546,5	526,9735	475,113	598,5467	
501,7	565,3	15	0,537	0,475	565,3	539,721	487,608	616,2854	
693,5	576	16	0,574	0,589	576	553,016	500,181	635,2447	
245,3	589,5	17	0,611	0,708	589,5	567,0186	512,985	655,6511	
652,5	624,5	18	0,648	0,836	624,5	581,9264	526,197	677,7955	
546,5	636,2	19	0,685	0,973	636,2	597,9934	540,034	702,0652	
576	652,5	20	0,722	1,123	652,5	615,5611	554,771	728,9936	
490	670	21	0,759	1,289	670	635,1102	570,783	759,3457	
336	693,5	22	0,796	1,479	693,5	657,3556	588,614	794,2745	
802	703,5	23	0,833	1,702	703,5	683,4387	609,114	835,6359	
762	762	24	0,870	1,974	762	715,3622	633,759	886,7044	
703,5	770,569	25	0,907	2,331	770,56871	757,1769	665,511	954,1247	
446,5	795,3	26	0,944	2,862	795,3	819,3392	711,982	1055,085	
500,5	802	27	0,981	3,980	802	950,293	808,307	1269,345	

Fréquence	U.Gumbel	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.	Valeur	Fréq. théo.	Pér. Ret.
0,99	4,600	1022,991	861,277	1388,793	1022,991	0,99	100,00
0,98	3,902	941,188	801,653	1254,404	941,188	0,98	50,00
0,95	2,970	832,024	721,388	1075,763	832,024	0,95	20,00
0,9	2,250	747,688	658,348	938,784	747,688	0,90	10,00
0,8	1,500	659,767	590,526	798,082	659,767	0,80	5,00
0,5	0,367	526,973	475,113	598,547	526,973	0,50	2,00

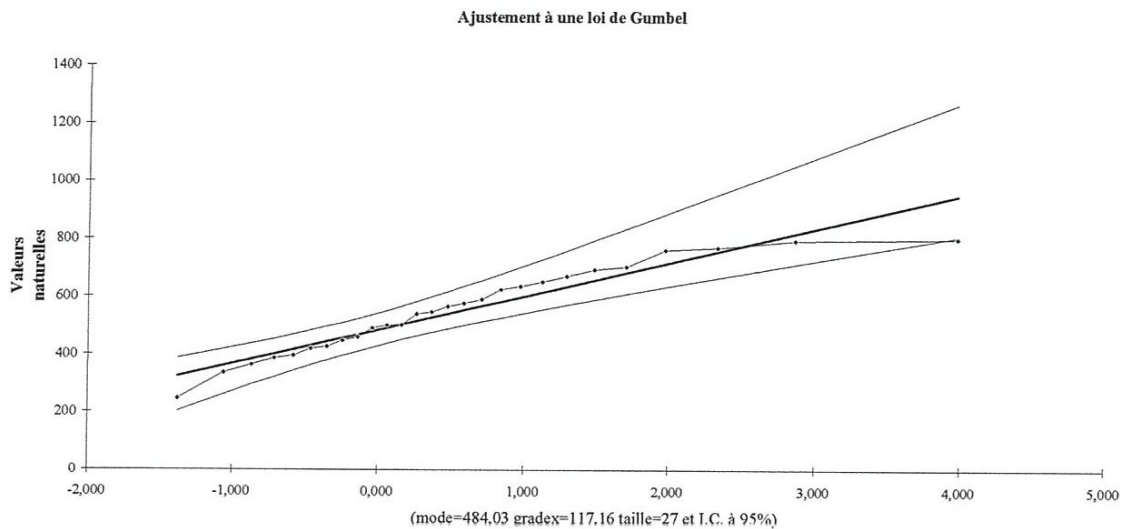


Figure 13 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Guelma

1.8 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Medjez Ammar

Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau suivant :

Tableau 25 : Ajustement des précipitations maxima annuelles pour la station Medjez Ammar

Ajustement à une loi de Gumbel

Taille n=	25		Xo= 525,29		g= 129,86		I.C. à (en%)= 95		U 1,9604	
Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur Expérimentale	Valeur théorique	Gauss= Borne inférieure	Borne supérieure		
597,38	316,10	1	0,020	-1,364	316,10	348,16	208,51	420,19		
524,42	353,10	2	0,060	-1,034	353,10	390,97	275,61	456,14		
459,30	358,70	3	0,100	-0,834	358,70	416,98	315,15	479,24		
766,40	426,90	4	0,140	-0,676	426,90	437,50	345,41	498,37		
766,20	427,10	5	0,180	-0,539	427,10	455,26	370,80	515,73		
353,10	459,30	6	0,220	-0,415	459,30	471,42	393,13	532,31		
861,80	474,20	7	0,260	-0,298	474,20	486,60	413,35	548,64		
426,90	519,70	8	0,300	-0,186	519,70	501,18	432,03	565,08		
548,30	524,42	9	0,340	-0,076	524,42	515,44	449,53	581,89		
519,70	548,30	10	0,380	0,033	548,30	529,57	466,14	599,30		
674,82	552,10	11	0,420	0,142	552,10	543,75	482,08	617,50		
637,80	556,50	12	0,460	0,253	556,50	558,13	497,53	636,67		
608,27	597,38	13	0,500	0,367	597,38	572,88	512,70	657,02		
427,10	608,27	14	0,540	0,484	608,27	588,17	527,76	678,75		
556,50	634,30	15	0,580	0,607	634,30	604,17	542,90	702,14		
773,10	637,80	16	0,620	0,738	637,80	621,13	558,36	727,52		
316,10	674,82	17	0,660	0,878	674,82	639,33	574,37	755,32		
634,30	681,80	18	0,700	1,031	681,80	659,16	591,28	786,16		
681,80	725,10	19	0,740	1,200	725,10	681,15	609,49	820,89		
552,10	766,20	20	0,780	1,392	766,20	706,11	629,63	860,83		

433,70	487,80	6	0,204	-0,464	487,80	489,05	416,49	544,21
737,40	488,80	7	0,241	-0,353	488,80	502,79	434,74	558,53
366,10	489,50	8	0,278	-0,248	489,50	515,90	451,58	572,80
487,80	521,40	9	0,315	-0,145	521,40	528,64	467,35	587,23
489,50	526,20	10	0,352	-0,044	526,20	541,17	482,29	602,01
653,60	531,70	11	0,389	0,057	531,70	553,64	496,58	617,29
622,90	565,80	12	0,426	0,158	565,80	566,18	510,39	633,23
632,10	568,99	13	0,463	0,261	568,99	578,91	523,87	649,94
488,80	622,90	14	0,500	0,367	622,90	591,95	537,14	667,60
531,70	632,10	15	0,537	0,475	632,10	605,42	550,34	686,34
726,80	651,90	16	0,574	0,589	651,90	619,47	563,63	706,38
389,50	653,60	17	0,611	0,708	653,60	634,27	577,16	727,95
748,60	665,40	18	0,648	0,836	665,40	650,03	591,13	751,35
687,30	687,30	19	0,685	0,973	687,30	667,01	605,75	777,01
470,50	726,80	20	0,722	1,123	726,80	685,58	621,33	805,47
521,40	737,40	21	0,759	1,289	737,40	706,24	638,25	837,55
411,50	748,60	22	0,796	1,479	748,60	729,75	657,10	874,46
933,60	817,73	23	0,833	1,702	817,73	757,32	678,76	918,18
832,73	824,60	24	0,870	1,974	824,60	791,06	704,81	972,15
817,73	832,73	25	0,907	2,331	832,73	835,25	738,37	1043,41
565,80	900,20	26	0,944	2,862	900,20	900,95	787,49	1150,12
651,90	933,60	27	0,981	3,980	933,60	1039,36	889,29	1376,57

Fréquence	U.Gumbel	Val.théo.	Borne inf.	Borne sup.	Valeur	Fréq. théo.	Pér. Ret.
0,99	4,600	1116,198	945,280	1502,820	1116,198	0,99	100,00
0,98	3,902	1029,739	882,262	1360,781	1029,739	0,98	50,00
0,95	2,970	914,361	797,429	1171,973	914,361	0,95	20,00
0,9	2,250	825,225	730,801	1027,197	825,225	0,90	10,00
0,8	1,500	732,300	659,119	878,487	732,300	0,80	5,00
0,5	0,367	591,949	537,137	667,596	591,949	0,50	2,00

Ajustement à une loi de Gumbel

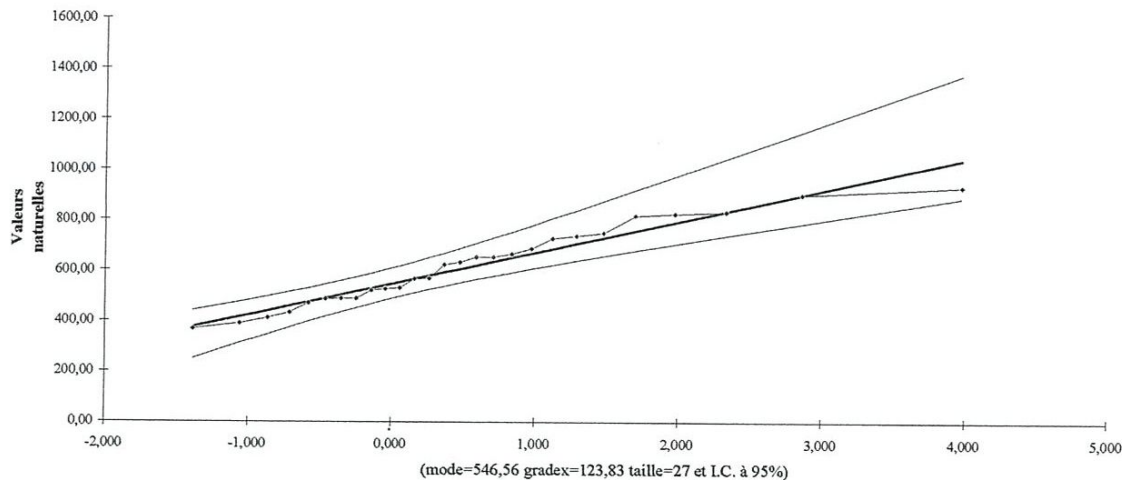


Figure 15 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Pont Bouchet

2. test d'adéquation d'une loi théorique « Khi² et Kolmogorov Smirnov »:

Pour juger la qualité de l'ajustement d'une distribution théorique à une distribution expérimentale, on fait appel aux tests d'adéquations ou de conformité qui sont les tests suivants:

- Test de Khi deux (HYFRAN)
- Test de Kolmogorov Smirnov (HYDROLAB)

2.1 Principe de test de Kolmogorov Smirnov :

C'est un test d'ajustement qui permet de comparer une distribution de valeurs observées à une distribution théorique. Ce test joue le rôle que celui de khi deux.

On cherche la valeur maximale de la valeur absolue de la différence entre la fonction de la répartition empirique $F_{exp}(x)$ d'un échantillon de N valeurs et la fonction de la répartition théorique $F_{th}(x)$ correspondant [2]

$$D_n = D_{max} |F_{exp}(x) - F_{th}(x)| \quad (19)$$

Le tableau ci-dessous présente toutes les étapes à suivre au test pour chaque station.

La colonne (1) indique le numéro d'ordre $i=1,2,\dots,N$.

La colonne (2) montre les données pluviométriques traitées par ordre croissant.

La colonne (3) on a calculé la fréquence au non dépassement expérimentale

$$FND = \frac{i-0,5}{N} \quad (N=28) \quad (20)$$

La colonne (4) indique la variable réduite $Z_{i-1} = \frac{P_{i-1} - \bar{P}}{\sigma}$ (21)

La colonne (5) indique la fonction au non dépassement théorique triée à partir de la table de Gauss pour chaque valeur de pluie (voir Annexe 01).

La colonne (6) indique la différence $D_N = D_{max} = \max |F_{exp}(x) - F_{th}(x)|$.

2.2 : Principe du test de Khi² :

Pour pouvoir faire des prévisions à l'aide d'un échantillon de données, on émet l'hypothèse H_0 que cet échantillon appartient à une population dont les caractéristiques (moyenne et écart-type pour une loi normale, par exemple) sont égales à celles de l'échantillon.

Pour confirmer ou infirmer cette hypothèse, on utilise le test de Pearson, encore appelé le test du Khi-deux (χ^2). Il permet de juger de la qualité de l'ajustement d'une distribution théorique à une distribution expérimentale [2].

La procédure d'utilisation de ce test est la suivante :

- 1) On divise l'intervalle de variation en k classes de façon que chacune d'elles contienne au minimum cinq données expérimentales (généralement, on s'abstient d'analyser des échantillons de moins de dix valeurs). La classe i est bornée par les valeurs x_{i-1} et x_i

choisies arbitrairement. On détermine la fréquence absolue observée ou l'effectif de chaque classe : f_{01}, f_{02}, f_{0k} avec $\sum f_{0i} = N$; $N =$ taille de l'échantillon.

2) On peut obtenir les fréquences théoriques :

$F_{t1} = N \cdot p_1, f_{t2} = N \cdot p_2, \dots, f_{tk} = N \cdot p_k$ où p_i représente la probabilité que la variable étudiée prenne une valeur appartenant à la classe i , c'est-à-dire que

$p_i = \int_{x_{i-1}}^x f(x) dx = FND_i - FND_{i-1}$ où $f(x)$ = la fonction de densité de probabilité choisie, on a aussi $\sum f_{ti} = N$.

3) Pour évaluer l'ampleur de l'écart-type entre les fréquences théoriques f_{ti} obtenues à partir de la loi théorique que l'on suppose adéquate, on utilise la qualité :

$$\chi^2 = \frac{(f_{01} - f_{t1})^2}{f_{t1}} + \frac{(f_{02} - f_{t2})^2}{f_{t2}} + \dots + \frac{(f_{0k} - f_{tk})^2}{f_{tk}} = \sum \frac{(f_{0i} - f_{ti})^2}{f_{ti}} \quad (22)$$

Pearson a démontré que la distribution de cette quantité est approximativement celle du Khi-deux avec v degré de liberté ; avec $v = k - 1 - r$,

- r = nombre paramètre qui caractérisent complètement la distribution théorique (dans le cas de la loi normale $r = 2$).
- K = nombre de classe

Les distributions d'utilisation du test du χ^2 sont :

- a) L'échantillon prélevé au hasard à partir de la population,
- b) La taille de l'échantillon suffisamment importante.

Une fois le χ^2_v, α donné par la table de χ^2 (annexe 02) pour un degré de liberté connu v et une probabilité au dépassement α (seuil de signification fixé à l'avance, par exemple $FD = \alpha = 0,05$).

Deux cas peuvent se poser :

- a) Si χ_e^2 est plus petit que $\chi^2_{v, \alpha}$, l'on accepte l'hypothèse que le phénomène étudié suit la distribution théorique choisie et que les écarts entre les fréquences observées et les fréquences théoriques ne sont pas significatifs.
- b) Si χ_e^2 est plus grand que $\chi^2_{v, \alpha}$, l'on rejette l'hypothèse H_0 considérée car les écarts sont significatifs ; ce qui veut dire que les données expérimentales suivent une loi autre que celle de notre hypothèse, et l'on essaye une autre loi d'ajustement.

3. Application du test aux pluies maxima annuelles

Les résultats sont représentés dans les tableaux ci-dessous :



Tableau 27 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Ain Babouche

Caractéristiques de la station : Ain Babouche

$\bar{P} = 238,41 \text{ mm} ; \sigma = 93,58 \text{ mm}$

1 Ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale F _{exp}	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique F _{th}	6 Différence absolue F _{exp} - F _{th}
1	65,80	0,024	-1,318	0,0934	0,0694
2	117,70	0,071	-0,970	0,1660	0,0950
3	127,00	0,119	-0,755	0,2266	0,1076
4	137,00	0,167	-0,583	0,2810	0,1140
5	164,30	0,214	-0,432	0,3336	0,1196
6	178,00	0,262	-0,293	0,3859	0,1239
7	195,00	0,310	-0,159	0,4364	0,1264
8	199,56	0,357	-0,029	0,4880	0,1310
9	206,10	0,405	0,100	0,5398	0,1348
10	217,80	0,452	0,232	0,5910	0,1390
11	227,60	0,500	0,367	0,6443	0,1443
12	231,97	0,548	0,507	0,6950	0,1470
13	235,10	0,595	0,656	0,7454	0,1504
14	251,22	0,643	0,817	0,7939	0,1509
15	301,10	0,690	0,993	0,8389	0,1489
16	330,55	0,738	1,192	0,8830	0,1450
17	338,82	0,786	1,422	0,9222	0,1362
18	343,80	0,833	1,702	0,9554	0,1224
19	366,60	0,881	2,066	0,9808	0,0998
20	374,00	0,929	2,602	0,9953	0,0663
21	397,50	0,976	3,726	0,9999	0,0239

On compare ensuite D_{max} avec l'écart critique théorique D_n la table de Kolmogorov Smirnov Annexe 03) donne pour N= 26, un seuil de signification $\alpha = 0,05$, c'est-à-dire un intervalle de confiance

$$- \alpha = 0,95 \rightarrow D_n = \begin{cases} N = 28 \\ 0,95 \end{cases} \rightarrow D_n = 0,2499$$

$$D_{max} < D_n$$

Donc on accepte l'hypothèse qu'une loi de Gumbel ayant pour moyenne $\bar{P} = 238,41 \text{ mm}$ et un écart-type $\sigma = 93,58 \text{ mm}$ peut présenter les pluies annuelles de la station

Tableau 28 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Ain Barda

Caractéristique de la station : Ain Barda

 $\bar{P} = 626,28 \text{ mm} ; \sigma = 158,95 \text{ mm}$

1 ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale Fexp	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique Fth	6 Différence absolue Fexp - Fth
1	368,2	0,018	-1,393	0,0823	0,0643
2	382,1	0,054	-1,074	0,1423	0,0883
3	391,8	0,089	-0,882	0,1894	0,1004
4	448,4	0,125	-0,732	0,2327	0,1077
5	480,1	0,161	-0,603	0,2743	0,1133
6	500	0,196	-0,487	0,3121	0,1161
7	528,4	0,232	-0,379	0,3520	0,1200
8	530,9	0,268	-0,276	0,3897	0,1217
9	547,1	0,304	-0,176	0,4286	0,1246
10	562,1	0,339	-0,078	0,4286	0,0896
11	567,1	0,375	0,019	0,5080	0,1330
12	574,2	0,411	0,117	0,5478	0,1368
13	577,6	0,446	0,215	0,5832	0,1372
14	585,1	0,482	0,315	0,6217	0,1397
15	585,5	0,518	0,418	0,6628	0,1448
16	594	0,554	0,525	0,6985	0,1445
17	623,7	0,589	0,637	0,7389	0,1499
18	638,6	0,625	0,755	0,7734	0,1484
19	680,6	0,661	0,881	0,8106	0,1496
20	715,9	0,696	1,017	0,8461	0,1501
21	734,6	0,732	1,165	0,8770	0,1450
22	735	0,768	1,331	0,9082	0,1402
23	813,6	0,804	1,520	0,9357	0,1317
24	833,4	0,839	1,742	0,9591	0,1201
25	842,9	0,875	2,013	0,9788	0,1038
26	858,9	0,911	2,370	0,9911	0,0801
27	863	0,946	2,899	0,9981	0,0521
28	973	0,982	4,016	1,0000	0,0180

Tableau 29 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Ain Makhlouf

Caractéristique de la station : Ain Makhlouf
 $\bar{P} = 486,86 \text{ mm} ; \sigma = 133,03 \text{ mm}$

1 Ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale Fexp	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique Fth	6 Différence absolue Fexp - Fth
1	270,10	0,028	-1,276	0,1003	0,0723
2	286,75	0,083	-0,910	0,1814	0,0984
3	339,00	0,139	0,680	0,2483	0,1093
4	377,80	0,194	-0,493	0,3121	0,1181
5	395,00	0,250	-0,327	0,3707	0,1207
6	399,20	0,306	-0,170	0,4325	0,1265
7	431,50	0,361	-0,018	0,4920	0,1310
8	447,80	0,417	0,133	0,5517	0,1347
9	489,70	0,472	0,287	0,6141	0,1421
10	490,79	0,528	0,448	0,6736	0,1456
11	498,08	0,583	0,618	0,7324	0,1494
12	500,40	0,639	0,803	0,7881	0,1491
13	534,80	0,694	1,009	0,8621	0,1681
14	625,00	0,750	1,246	0,8944	0,1444
15	627,00	0,806	1,531	0,9370	0,1310
16	663,70	0,861	1,900	0,9713	0,1103
17	667,42	0,917	2,442	0,9927	0,0757
18	719,50	0,972	3,569	0,9998	0,0278

Tableau 30 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Bouchegouf

Caractéristique de la station : Bouchegouf
 $\bar{P} = 549,56 \text{ mm} ; \sigma = 159,21 \text{ mm}$

1 Ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale Fexp	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique Fth	6 Différence absolue Fexp - Fth
1	294,00	0,019	-1,384	0,0838	0,0648
2	331,76	0,056	-1,061	0,1446	0,0886
3	340,80	0,093	-0,867	0,1922	0,0992
4	357,80	0,130	-0,714	0,2389	0,1089
5	381,80	0,167	-0,583	0,2810	0,1140
6	416,20	0,204	-0,464	0,3228	0,1188
7	420,60	0,241	-0,353	0,3632	0,1222
8	421,70	0,278	-0,248	0,4013	0,1233
9	467,70	0,315	-0,145	0,4443	0,1293
10	468,30	0,352	-0,044	0,4840	0,1320
11	479,80	0,389	0,057	0,4761	0,0871
12	508,32	0,426	0,158	0,5636	0,1376
13	535,60	0,463	0,261	0,6026	0,1396
14	537,40	0,500	0,367	0,6443	0,1443
15	556,60	0,537	0,475	0,6808	0,1438
16	571,00	0,574	0,589	0,7224	0,1484

17	575,10	0,611	0,708	0,7611	0,1501
18	595,40	0,648	0,836	0,7995	0,1515
19	617,20	0,685	0,973	0,8340	0,1490
20	627,50	0,722	1,123	0,8686	0,1466
21	652,20	0,759	1,289	0,9015	0,1425
22	694,60	0,796	1,479	0,9306	0,1346
23	735,12	0,833	1,702	0,9554	0,1224
24	745,80	0,870	1,974	0,9756	0,1056
25	809,90	0,907	2,331	0,9901	0,0831
26	811,80	0,944	2,862	0,9979	0,0539
27	884,00	0,981	3,980	1,0000	0,0190

Tableau 31 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Karma
 Caractéristique de la station : Karma
 $\bar{P} = 576,42 \text{ mm}$; $\sigma = 154,77 \text{ mm}$

1 Ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale F _{exp}	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique F _{th}	6 Différence absolue F _{exp} - F _{th}
1	325,20	0,019	-1,384	0,0838	0,0648
2	331,90	0,056	-1,061	0,1446	0,0886
3	362,30	0,093	-0,867	0,1922	0,0992
4	399,80	0,130	-0,714	0,2389	0,1089
5	419,10	0,167	-0,583	0,2810	0,1140
6	469,30	0,204	-0,464	0,3228	0,1188
7	472,70	0,241	-0,353	0,3632	0,1222
8	493,10	0,278	-0,248	0,4013	0,1233
9	503,30	0,315	-0,145	0,4443	0,1293
10	512,90	0,352	-0,044	0,4840	0,1320
11	519,70	0,389	0,057	0,4761	0,0871
12	522,20	0,426	0,158	0,5636	0,1376
13	534,21	0,463	0,261	0,6026	0,1396
14	548,66	0,500	0,367	0,6443	0,1443
15	548,90	0,537	0,475	0,6808	0,1438
16	574,83	0,574	0,589	0,7224	0,1484
17	631,20	0,611	0,708	0,7611	0,1501
18	639,70	0,648	0,836	0,7995	0,1515
19	656,08	0,685	0,973	0,8340	0,1490
20	665,80	0,722	1,123	0,8686	0,1466
21	672,91	0,759	1,289	0,9015	0,1425
22	684,90	0,796	1,479	0,9306	0,1346
23	740,60	0,833	1,702	0,9554	0,1224
24	759,62	0,870	1,974	0,9756	0,1056
25	784,70	0,907	2,331	0,9901	0,0831
26	872,50	0,944	2,862	0,9979	0,0539
27	917,10	0,981	3,980	1,0000	0,0190

Tableau 32 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Guelma
 Caractéristique de la station : Guelma
 $\bar{P} = 551,63 \text{ mm}$; $\sigma = 150,21 \text{ mm}$

1 ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale Fexp	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique Fth	6 Différence absolue Fexp - Fth
1	245,3	0,019	-1,384	0,0838	0,0648
2	336	0,056	-1,061	0,1446	0,0886
3	362,2	0,093	-0,867	0,1922	0,0992
4	386,2	0,130	-0,714	0,2389	0,1089
5	394,4	0,167	-0,583	0,2810	0,1140
6	418,1	0,204	-0,464	0,3228	0,1188
7	426,859	0,241	-0,353	0,3632	0,1222
8	446,5	0,278	-0,248	0,4013	0,1233
9	459,6	0,315	-0,145	0,4443	0,1293
10	490	0,352	-0,044	0,4840	0,1320
11	500,5	0,389	0,057	0,4761	0,0871
12	501,7	0,426	0,158	0,5636	0,1376
13	539,4	0,463	0,261	0,6026	0,1396
14	546,5	0,500	0,367	0,6443	0,1443
15	565,3	0,537	0,475	0,6808	0,1438
16	576	0,574	0,589	0,7224	0,1484
17	589,5	0,611	0,708	0,7611	0,1501
18	624,5	0,648	0,836	0,7995	0,1515
19	636,2	0,685	0,973	0,8340	0,1490
20	652,5	0,722	1,123	0,8686	0,1466
21	670	0,759	1,289	0,9015	0,1425
22	693,5	0,796	1,479	0,9306	0,1346
23	703,5	0,833	1,702	0,9554	0,1224
24	762	0,870	1,974	0,9756	0,1056
25	770,569	0,907	2,331	0,9901	0,0831
26	795,3	0,944	2,862	0,9979	0,0539
27	802	0,981	3,980	1,0000	0,0190

Tableau 33 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Héliopolis
 Caractéristique de la station : Héliopolis
 $\bar{P} = 603,45 \text{ mm}$; $\sigma = 168,12 \text{ mm}$

1 ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale Fexp	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique Fth	6 Différence absolue Fexp - Fth
1	257,3	0,018	-1,393	0,0823	0,0643
2	341,4	0,054	-1,074	0,1423	0,0883
3	382,4	0,089	-0,882	0,1894	0,1004
4	440	0,125	-0,732	0,2327	0,1077
5	448,6	0,161	-0,603	0,2643	0,1033
6	477	0,196	-0,487	0,3121	0,1161
7	480	0,232	-0,379	0,3520	0,1200
8	483,5	0,268	-0,276	0,3897	0,1217
9	490	0,304	-0,176	0,4286	0,1246
10	507,7	0,339	-0,078	0,4681	0,1291

11	521,2	0,375	0,019	0,5080	0,1330
12	545,2	0,411	0,117	0,5478	0,1368
13	557,8	0,446	0,215	0,5832	0,1372
14	598,1	0,482	0,315	0,6217	0,1397
15	604,3	0,518	0,418	0,6628	0,1448
16	616,7	0,554	0,525	0,6985	0,1445
17	625,8	0,589	0,637	0,7389	0,1499
18	660	0,625	0,755	0,7734	0,1484
19	664,5	0,661	0,881	0,8106	0,1496
20	692,5	0,696	1,017	0,8461	0,1501
21	697,2	0,732	1,165	0,8770	0,1450
22	762,6	0,768	1,331	0,9082	0,1402
23	791	0,804	1,520	0,9357	0,1317
24	812,8	0,839	1,742	0,9591	0,1201
25	827,4	0,875	2,013	0,9778	0,1028
26	835,5	0,911	2,370	0,9911	0,0801
27	871,3	0,946	2,899	0,9981	0,0521
28	904,7	0,982	4,016	0,9997	0,0177

Tableau 34 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Medjez Ammar
 Caractéristique de la station : Medjez Ammar
 $\bar{P} = 600,22 \text{ mm}$; $\sigma = 166,48 \text{ mm}$

1 Ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale F _{exp}	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique F _{th}	6 Différence absolue F _{exp} - F _{th}
1	316,10	0,020	-1,364	0,0869	0,0669
2	353,10	0,060	-1,034	0,1515	0,0915
3	358,70	0,100	-0,834	0,2033	0,1033
4	426,90	0,140	-0,676	0,2483	0,1083
5	427,10	0,180	-0,539	0,2946	0,1146
6	459,30	0,220	-0,415	0,3409	0,1209
7	474,20	0,260	-0,298	0,3821	0,1221
8	519,70	0,300	-0,186	0,4247	0,1247
9	524,42	0,340	-0,076	0,4681	0,1281
10	548,30	0,380	0,033	0,5080	0,1280
11	552,10	0,420	0,142	0,5557	0,1357
12	556,50	0,460	0,253	0,5987	0,1387
13	597,38	0,500	0,367	0,6443	0,1443
14	608,27	0,540	0,484	0,6844	0,1444
15	634,30	0,580	0,607	0,7291	0,1491
16	637,80	0,620	0,738	0,7704	0,1504
17	674,82	0,660	0,878	0,8106	0,1506
18	681,80	0,700	1,031	0,8485	0,1485
19	725,10	0,740	1,200	0,8849	0,1449
20	766,20	0,780	1,392	0,9177	0,1377
21	766,40	0,820	1,617	0,9474	0,1274
22	773,10	0,860	1,892	0,9706	0,1106
23	815,60	0,900	2,250	0,9878	0,0878
24	861,80	0,940	2,783	0,9973	0,0573
25	946,40	0,980	3,902	1,0000	0,0200

Tableau 35: le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Pont Bouchet
 Caractéristique de la station : Pont Bouchet
 $\bar{P} = 618,01 \text{ mm}$; $\sigma = 158,76 \text{ mm}$

1 Ordre	2 Pluie triées	3 Fréquence expérimentale F _{exp}	4 Variable réduite Z	5 Fréquence théorique F _{th}	6 Différence absolue F _{exp} - F _{th}
1	366,10	0,019	-1,384	0,0838	0,0648
2	389,50	0,056	-1,061	0,1446	0,0886
3	411,50	0,093	-0,867	0,1922	0,0992
4	433,70	0,130	-0,714	0,2389	0,1089
5	470,50	0,167	-0,583	0,2810	0,1140
6	487,80	0,204	-0,464	0,3228	0,1188
7	488,80	0,241	-0,353	0,3632	0,1222
8	489,50	0,278	-0,248	0,4013	0,1233
9	521,40	0,315	-0,145	0,4443	0,1293
10	526,20	0,352	-0,044	0,4840	0,1320
11	531,70	0,389	0,057	0,5239	0,1349
12	565,80	0,426	0,158	0,5636	0,1376
13	568,99	0,463	0,261	0,6026	0,1396
14	622,90	0,500	0,367	0,6443	0,1443
15	632,10	0,537	0,475	0,6808	0,1438
16	651,90	0,574	0,589	0,7224	0,1484
17	653,60	0,611	0,708	0,7611	0,1501
18	665,40	0,648	0,836	0,7995	0,1515
19	687,30	0,685	0,973	0,8340	0,1490
20	726,80	0,722	1,123	0,8686	0,1466
21	737,40	0,759	1,289	0,9015	0,1425
22	748,60	0,796	1,479	0,9306	0,1346
23	817,73	0,833	1,702	0,9554	0,1224
24	824,60	0,870	1,974	0,9756	0,1056
25	832,73	0,907	2,331	0,9901	0,0831
26	900,20	0,944	2,862	0,9979	0,0539
27	933,60	0,981	3,980	1,0000	0,0190

Les différents résultats élaborés par le test de Kolmogorov Smirnov sont illustrés dans le tableau suivant :

Tableau 36 : les différents résultats du test de K.S pour toutes les stations

		Dmax	Dn	
Ain Barda	28	0,1501	0,2499	Vérifié
Ain Babouche	21	0,1509	0,2872	Vérifié
A MEKHLOUF	18	0,1681	0,3094	Vérifié
BOUCHEGOUF	27	0,1515	0,2544	Vérifié
EL KARMA	27	0,1515	0,2544	Vérifié
Héliopolis	28	0,1501	0,2499	Vérifié
GUELMA	27	0,1515	0,2544	Vérifié
M'JAZ AMMAR	25	0,1506	0,2640	Vérifié
PONT BOUCHET	27	0,1515	0,2544	Vérifié

4. Ajustement des pluies maxima annuelles (HYFRAN) :

Les résultats obtenus pour les différents périodes de retour sont récapitulés dans les deux tableaux suivants :

Tableau 37: précipitations maximales annuelles des rares fréquences obtenues par l'ajustement pour les stations pluviométriques du bassin versant de la Seybouse

STATIONS	T=2ans	T=5 ans	T=10 ans	T=20 ans	T=50 ans	T=100 ans
	GUMBEL	GUMBEL	GUMBEL	GUMBEL	GUMBEL	GUMBEL
Ain babouche	224	321	386	448	529	589
Ain barda	600	758	862	962	1090	1190
Ain Makhloof	465	603	694	782	895	980
Bouchegouf	597	679	782	881	1010	1110
Karma	549	695	791	883	1000	1090
Héliopolis	578	760	880	995	1140	1260
Guelma	529	691	798	901	1030	1130
Medjez Ammar	594	740	818	882	950	993
Pont Bouchet	590	741	841	937	1060	1150

Tableau 38 : Paramètres estimés par les lois de Gumbel et GEV

STATIONS	Nombre d'observations	Gumbel		GEV		
		U	α	U	A	K
Ain babouche	21	155,113	55,5561	167,051	71,7615	0,402337
Ain barda	28	173,291	42,1137	178,971	50,9858	0,263513
Ain Makhloof	18	163,259	46,4039	164,709	49,1562	0,0662561
Bouchegouf	27	173,875	42,7449	180,27	52,476	0,28974
Karma	27	169,832	44,8082	176,259	54,6956	0,278782
Héliopolis	28	173,291	42,1137	173,971	50,9858	0,263513
Guelma	27	173,875	42,7449	180,271	52,4765	0,289741
Medjez Ammar	27	173,875	42,7449	180,271	52,4765	0,289741
Pont Bouchet	27	173,875	42,7449	180,271	52,4765	0,289741

Les résultats obtenus par HYFRAN sont illustrés par les figures suivantes :

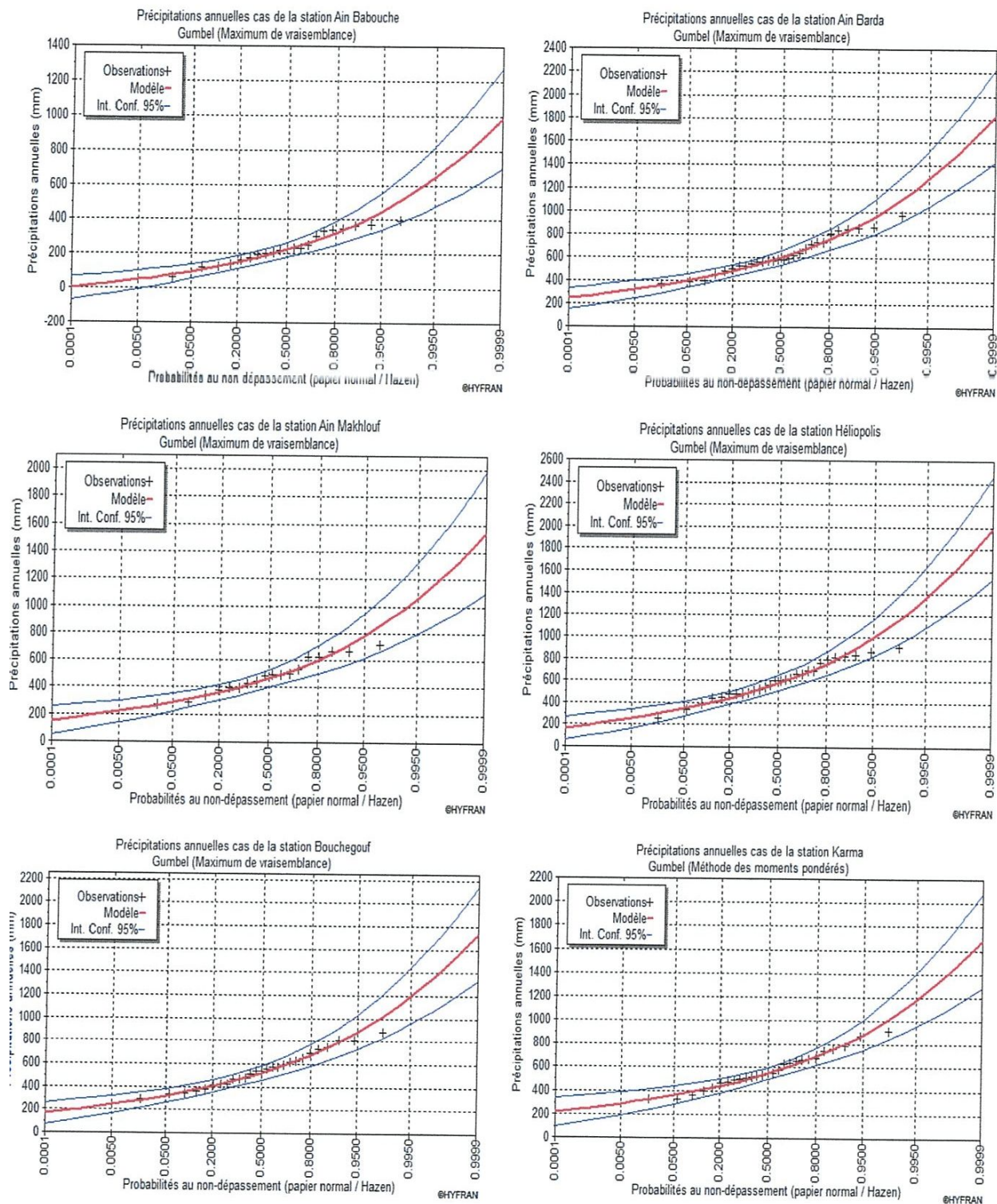


Figure 16 : Courbes d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenues par HYFRAN pour les stations (Ain Babouche- Ain Barda- Ain Makhlouf- Héliopolis- Karma- Bouchegouf)

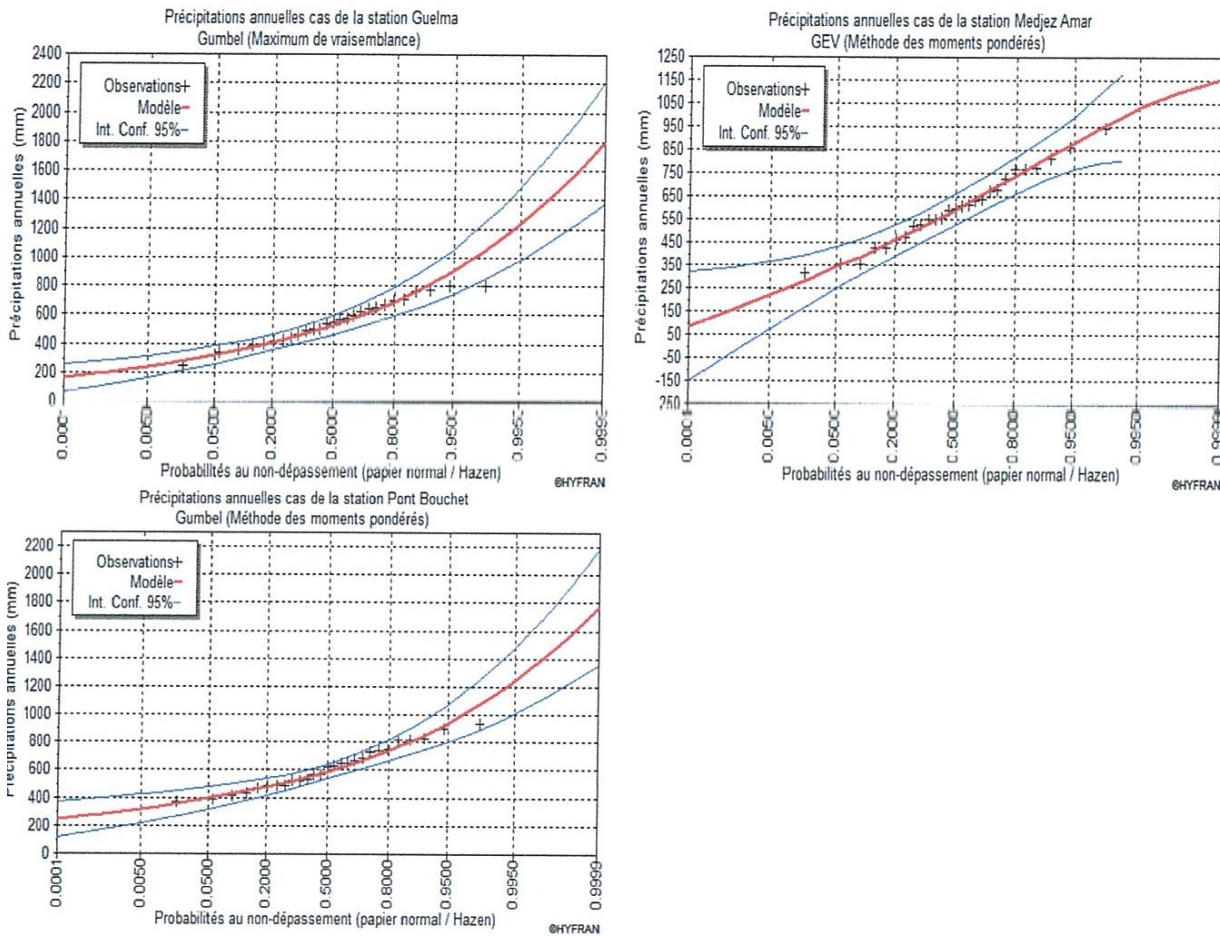


figure 17 : Courbes d’ajustement des précipitations maximales annuelles obtenues par HYFRAN pour les stations (Medjez Ammar- Guelma- Pont Bouchet)

5. Test d’adéquation de χ^2

es résultats sont illustrés dans le tableau suivant :

Tableau 39 : Le test de χ^2

Stations	n	χ^2	
		GUMBEL	GEV
Ain Babouche	21	1,00	6,00
Ain Barda	28	4,50	7,00
Ain Makhlouf	18	0,67	6,00
Bouhegouf	27	1,26	1,26
El Karma	27	1,78	1,78
Héliopolis	28	1,00	2,30
Guelma	27	0,74	0,74
Medjez Ammar	27	2,81	0,74
Pont Bouchet	27	1,78	1,78

6. Analyse et comparaison des résultats obtenus par les logiciels (HYDROLAB et HYFRAN)

Vu que les tests de Kolmogorov Smirnov et le Khi-deux ont été vérifiés pour toutes les stations du bassin versant de la Seybouse, toutes les précipitations seront ajustées suivant la loi Gumbel à part la station Medjez Ammar qui suit la loi GEV et ceci en vérifiant le test Khi-deux en procédant à chaque fois au changement de la méthode d'estimation des paramètres par les trois méthodes (méthode des moments, la méthode de maximum de vraisemblance et la méthode pondérée) qui existent dans le logiciel HYFRAN.

Afin de valider les résultats des ajustements effectués par les deux logiciels, on a procédé à une comparaison des quantiles obtenus qui sont illustrés dans le tableau suivant :

Tableau 40 : Comparaison des quantiles obtenus par (HYDROLAB et HYFRAN)

Stations	Nombre d'échantillon	HYFRAN		HYDROLAB	
		T=10	T=100	T=10	T=100
Ain Babouche	21	386	589	360,545	532,056
Ain Barda	28	862	1190	833,749	1125,083
Ain Makhoulf	18	694	980	660,497	904,318
Bouhegouf	27	782	1110	757,361	1049,166
El Karma	27	791	1090	778,420	1062,079
Héliopolis	28	880	1260	829,297	1131,011
Guelma	27	798	1130	747,688	1022,991
Medjez Ammar	27	818	993	809,297	1122,647
Pont Bouchet	27	841	1150	825,225	1116,198

A titre comparatif, les résultats obtenus par les deux logiciels ont montré une légère différence des précipitations maximales annuelles pour toutes les stations pour les périodes de retour (T= 10 et 100 ans).

Nous disposons fréquemment de données ponctuelles, parfois nombreuses de bonne qualité, mais en l'état, elles ne sont pas facilement interprétables par des aménageurs ou des gestionnaires de l'environnement, il faut transformer les données ponctuelles en carte aisément interprétable. Pour passer de données ponctuelles à une carte, il faut effectuer des calculs de type géostatistique, calculs qui font l'objet de ce chapitre.

Chapitre IV : **Cartographie**

1. : Utilisation des techniques géostatistiques dans la représentation spatiale :

Afin d'affiner le traitement des données, on propose l'utilisation d'un outil puissant et reconnu : la géostatistique.

Cette méthode permet notamment :

- D'interpoler les résultats et donc affiner les précipitations en fonction de la variabilité spatiale du terrain.
- De modéliser et cartographier en 2 et 3D les précipitations.

L'analyse géostatistique des données se décompose en plusieurs étapes :

- ✓ Analyse exploratoire des données : repérer les données anormales
- ✓ Construction du variogramme : prise en compte de la continuité spatiale du paramètre à cartographier.
- ✓ Interpolation des données : estimation des précipitations par krigeage à partir des mesures et des modèles de variogramme établis.
- ✓ Exploitation de la modélisation : cartographie 3D des précipitations.

L'utilisation des techniques géostatistiques permet de visualiser la répartition spatiale des précipitations, à partir des valeurs ponctuelles des précipitations [6, 7].

La représentation des cartes thématiques en isolignes est une alternative et un complément aux cartes conventionnelles. Ces cartes sont obtenues par des méthodes d'interpolation désignée sous le nom de krigeage ou kriging.

Le krigeage fut développé par Krigde (1951) et mis au point par Matheron (1973) [1]. La méthode est basée sur la théorie des variables régionalisées.

Le krigeage permet d'estimer des valeurs des sites non recensés à partir des sites échantillonnés, en calculant l'autocorrélation entre les valeurs ponctuelles et une estimation des valeurs dont la variance est minimum. La variance des valeurs en fonction de la distance entre les points est exprimée par un graphique appelé semi variogramme.

En théorie le krigeage est la méthode qui produit les estimations les plus précises, le krigeage est l'une des méthodes les plus flexibles et est utile pour interpoler presque n'importe quel type de données.

2. : Variogramme :

2.1. : modélisation du variogramme :

Le variogramme est un outil servant à décrire la continuité spatiale d'un phénomène. Il repose sur l'idée voulant que deux observations séparées par une faible distance vont en moyenne se rassembler d'avantage que deux observations séparées par une plus grande distance.

La formulation théorique du variogramme $g(h)$ fait appel à la notion de variance appliquée à la différence entre deux observations $z(x)$ séparées par une distance h

$$g(h) = \frac{1}{2} \text{var} [z(x+h) - z(x)] \quad (23)$$

Cette définition du variogramme repose sur l'hypothèse de stationnarité du second ordre. Elle signifie que des configurations de deux points qui sont identiques par translation sont considérées statiquement équivalentes (moyennes et variances identiques). Ainsi, la valeur du variogramme dépend uniquement de la distance entre deux points sans tenir compte de leur position à l'intérieur du domaine.

2.2. : Modèles théoriques du variogramme :

On peut schématiser l'ensemble des modèles théoriques du variogramme par le graphique de la figure suivante [10] :

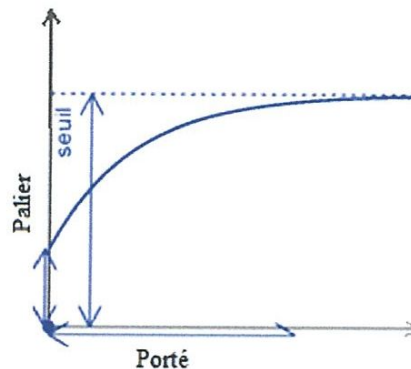
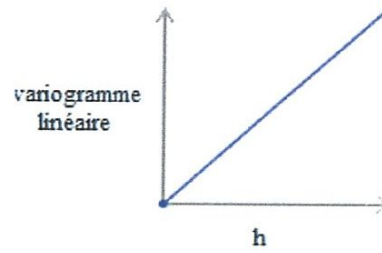


Figure 18 : Schéma type d'une modélisation géostatistique.

Ce graphique met en avant trois paramètres fondamentaux en premier lieu, on appelle seuil ou palier du variogramme sa valeur limite pour des grandes valeurs de h . Ce paramètre suscite un intérêt très important de l'analyse de la régularité des variations locales

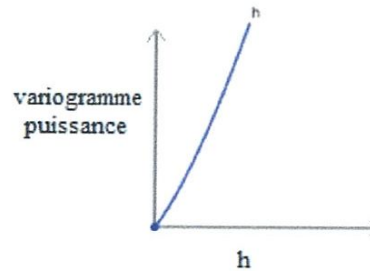
- Modèle linéaire



$$g(h) = \gamma_0 + \beta h \quad (24)$$

Figure 19 : Variogramme Linéaire

- Modèle puissance



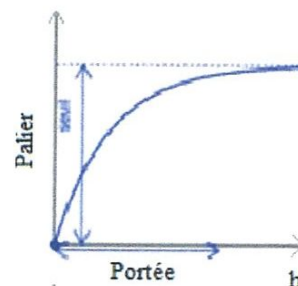
$$g(h) = \gamma_0 + \beta h^a \quad (25)$$

Figure 20 : Variogramme puissance

Lorsqu'on contraire le variogramme $g(h)$ atteint une limite, on s'intéresse à la valeur de h pour laquelle cette limite est atteinte. En effet, cette valeur, qu'on appelle la portée des variations, caractérise l'écart entre mesures du processus.

Les deux modèles sont constitués de deux exemples très classiques de variogramme pour processus stationnaire se différenciant par la régularité au voisinage de 0

- Variogramme en modèle exponentiel :



$$\gamma(h) = \gamma_0 + \sigma^2 [1 - e^{-(h^2/a)}] \quad (26)$$

Figure 21 : Variogramme exponentiel

- Variogramme en modèle gaussien :

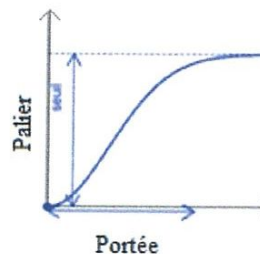


Figure 22 : Variogramme Gaussien

$$\gamma(h) = \gamma_0 + \sigma^2 [1 - e^{-(h^2/a^2)}] \quad (27)$$

2.3. : variogramme expérimental :

L'analyse de la régularité du processus des variations locales repose sur le variogramme [9].

$$\gamma(h) = \text{var}[z(x+h) - z(x)] \quad (28)$$

Pour une valeur de h donnée, on obtient une estimation empirique de $\gamma(h)$ de la manière suivante :

soit $N(h)$ l'ensemble des couples (x_i, x_j) des sites de mesure tels que $x_i - x_j = h$, alors.

$$\hat{\gamma}(h) = \frac{1}{2N(h)} \sum_{(x_i, x_j) \in N(h)} [z(x_i) - z(x_j)]^2 \quad (29)$$

Il est souhaitable d'introduire dans la définition du variogramme empirique un paramètre $\eta > 0$ de tolérance :

$N(h)$ est alors l'ensemble des couples (x_i, x_j) tels que

$$h - \eta \leq x_i - x_j \leq h + \eta \text{ (tolérance)}$$

Mais toutefois en pratique, deux situations sont possibles

- Soit pour des raisons d'ordre géologique, physiques ou encore climatiques, on a de bonnes raisons de penser que les variations locales ne sont pas les mêmes dans toutes les directions. On parle alors de variations locales anisotropiques

Les figures (13, 14, 15 et 16) montrent les variogrammes des précipitations décennales et centennales selon deux directions définies Est-Ouest {direction 0 tolérance 45°} et Nord-Sud {direction 90 tolérance 45°}.

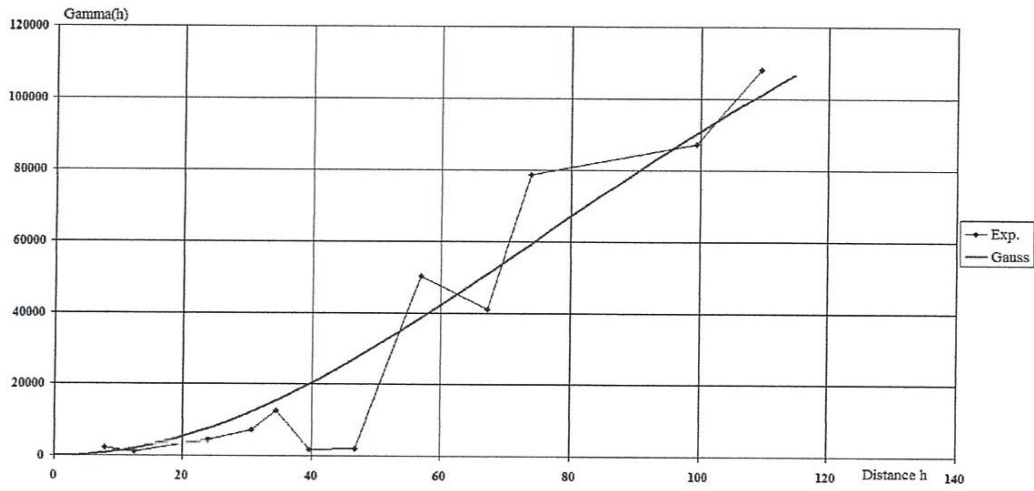


Figure 23: Variogramme des précipitations décennales pour la direction 0-90°

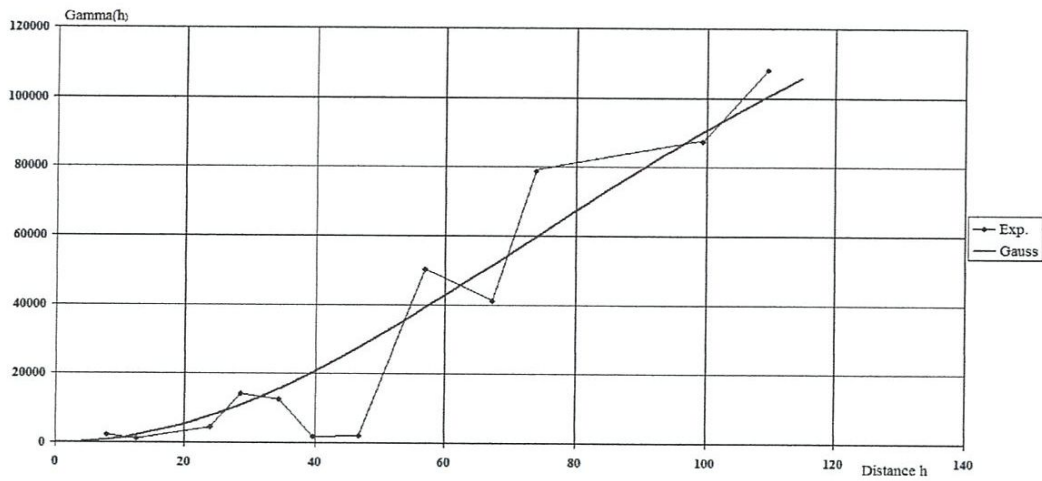


Figure 24: Variogramme des précipitations décennales pour la direction 45-90°

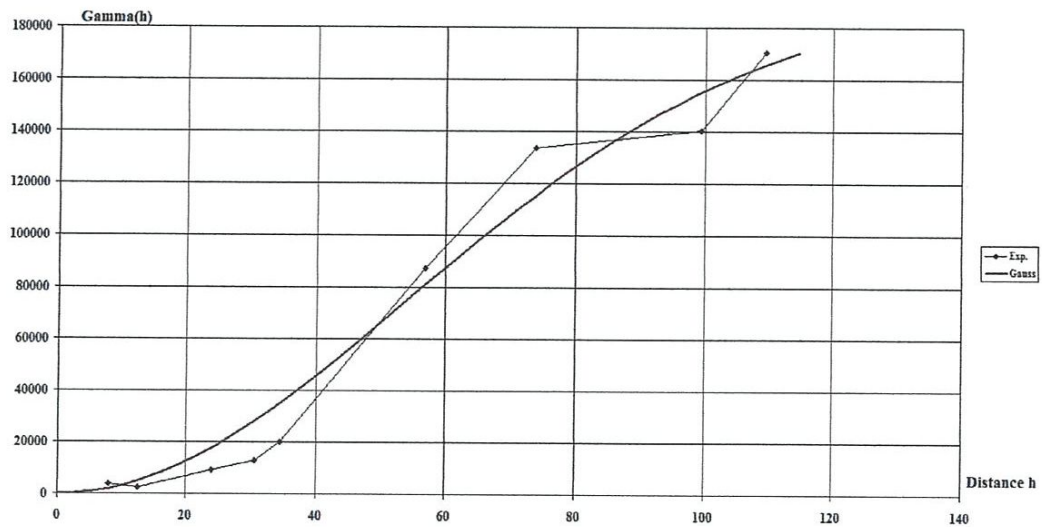


Figure25: Variogramme des précipitations centennales pour la direction 0-90°

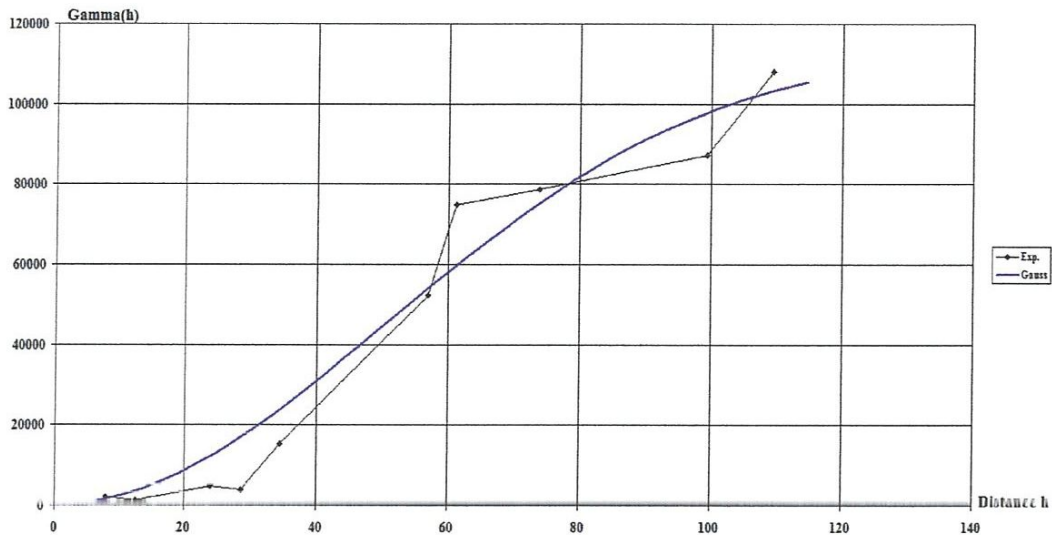


Figure 26: Variogramme des précipitations centennales pour la direction 0-90°

- Soit on postule que la dépendance entre mesures voisines ne dépend que de la distance entre les stations de mesure. On parle alors de variations locales isotropes.

Les variogrammes empiriques servant donc au choix d'un modèle théorique de variogramme décrivant de manière satisfaisante la régularité des variations locales.

Nous avons utilisé le logiciel HYDROLAB pour effectuer une modélisation des variogrammes expérimentaux.

Le tableau (40) indique les principales caractéristiques de l'échantillon à savoir sa taille, la moyenne, la variance, l'écart type des valeurs, le nombre de couples possibles et la distance max entre deux points de mesure.

Tableau 41 : Paramètres statistiques des deux directions 0-90° et 45-90° pour les périodes de retour (T=10 ans et T= 100 ans)

	T=10 ans		T= 100 ans	
	0-90°	45-90°	0-90°	45-90°
Nombre de valeurs	9	9	9	9
Moyenne	733,5643	733,5643	1006,106	1006,106
Variance	20066,55	20066,55	32666,9	32666,9
Ecart-type	141,6565	141,6565	180,7399	180,7399
Nombre de couple	36	36	36	36
Distance max absolue	1031,854	1031,854	1031,854	1031,854
Distance max dans la direction	109,3989	109,3989	109,3989	109,3989

Une fois introduit les données, on peut lancer la construction des variogrammes expérimentaux et par la suite lancer le variogramme pour l'ajustement d'un variogramme théorique

Tableau 42 : Caractéristiques du variogramme dans les directions 0-90°,45-90° (pour T= 10ans)

Az0 = 0°	Tolérance = 90°	Pas = 5,5	Distance max. d'analyse = 516	
	Portée	Palier	Effet pépité	Erreur type
Sphérique	109,398883	107964,064	0	31944,1568
Exponentiel	109,398883	107964,064	0	41455,6994
Gaussien	183	153767,31	0	11015,8429
Linéaire	109,398883	107964,064	0	20113,9856

Az0 = 45°	Tolérance = 90°	Pas = 5,5	Distance max. d'analyse = 516	
	Portée	Palier	Effet pépité	Erreur type
Sphérique	109,398883	107964,064	0	31239,2216
Exponentiel	109,398883	107964,064	0	40629,5797
Gaussien	177,690867	147977,425	0	11049,6608
Linéaire	109,398883	107964,064	0	19516,8403

Tableau 43 : Caractéristiques du variogramme dans les directions 0-90°,45-90° (pour T= 100ans)

Az0 = 0°	Tolérance = 90°	Pas = 5,5	Distance max. d'analyse = 516	
	Portée	Palier	Effet pépité	Erreur type
Sphérique	109,398883	170610,954	0	28905,0817
Exponentiel	109,398883	170610,954	0	42637,6653
Gaussien	132,325632	190306,262	0	9079,39701
Linéaire	109,398883	170610,954	0	17033,2758

Az0 = 45°	Tolérance = 90°	Pas = 5,5	Distance max. d'analyse = 516	
	Portée	Palier	Effet pépité	Erreur type
Sphérique	109,398883	107964,064	0	19001,2829
Exponentiel	109,398883	107964,064	0	27728,1714
Gaussien	122,999314	113958,416	0	7025,35232
Linéaire	109,398883	107964,064	0	11449,332

2.4. : calage d'un modèle théorique :

Avant d'ajuster les paramètres, il convient tout d'abord de choisir de modèle de calage le plus récurrent qui sont linéaire, expérimental, gaussien, sphérique...

La première méthode consiste à modifier manuellement les paramètres et à tâtonner au regard des graphiques (LABORDE, 2003)

Par ailleurs, la forme du variogramme empirique en 0 ne permet pas de supposer l'existence d'un effet pépité, on choisit donc d'ajuster au variogramme empirique un variogramme théorique de la forme suivante :

$$\gamma(h) = \sigma^2 [1 - e^{-(h/a)}] \tag{30}$$

Le paramètre σ^2 est le seuil (palier) du variogramme alors que le paramètre à déterminer est la portée a. Le modèle théorique qui est proche du variogramme expérimental est celui du (Gaussien)

3. : Krigeage de la variable précipitation

3.1. Principe du krigeage

Le krigeage c'est la technique d'estimation des valeurs en des points non échantillonnés de l'espace géographique. La géostatistique se sert d'une forme particulière de régression linéaire qui a été qualifiée de krigeage, d'après l'ingénieur D.G Krige qui a eu l'idée en 1950 donc le krigeage est utilisé pour :

- Compléter les données manquantes
- Simuler des jeux de données
- Estimer une valeur sur une région donnée
- Optimiser l'échantillonnage

La technique du krigeage est utilisée par rapport à d'autres méthodes d'interpolation car elle permet d'utiliser la structure spatiale de la variable pour l'estimation (George Matheron, 1960) [1]. Le krigeage est une méthode qui calcule l'autocorrélation entre les valeurs ponctuelles et calcule ensuite pour chacun des points de la grille, une estimation des valeurs dont la variance est minimum. La variance des valeurs en fonction de la distance entre les points est exprimée par un graphique appelé semi-variogramme. En théorie, le krigeage est la méthode qui produit les estimations les plus précises (la méthode qui honore tous les points d'observation).

Le krigeage est l'une des méthodes les plus flexibles et est utile pour interpoler presque n'importe quel type de données.

Pour la plupart des ensembles de données, le krigeage avec un variogramme linéaire est tout à fait efficace. C'est la méthode qui est recommandée dans la plupart des circonstances.

Elle donne la meilleure interprétation d'ensemble de la plupart des séries de données.

Le krigeage permet d'estimer en un point x_0 , la valeur $z(x_0)$, connaissant les valeurs $z(x_1)$ et $z(x_2) \dots z(x_n)$ [11]

avec : n : le nombre de points

z : est la variable à kriger

- Krigeage simple : $\hat{z}(x_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i(z(x_i))$ (31)

- Krigeage ordinaire (m est ordinaire) : $\hat{z}(x_0) = m + \sum \lambda_i(z(x_i) - m)$ (32)

Avec $\hat{z}(x_0)$: valeur estimée au point x_0 .

$z(x_i)$: valeur des mesures au point x_i .

λ_i : les points attribuées au points x_i pour l'estimation \hat{z}_0 .

n : nombre des points où les valeurs $z(x_i)$ sont connues.

$$\sum \lambda_i = 1$$

Les coefficients de pondération λ_i sont calculés de façon à ce que cette estimation soit sans biais et erreur quadratique moyenne minimale

$$\text{Espérance sans biais} \quad E [z(\hat{x}_0) - z(x_0)] = 0 \quad (33)$$

$$\text{Erreur quadratique moyenne} \quad E [z(\hat{x}_0) - z(x_0)]^2 = 0 \text{ est minimum} \quad (34)$$

Le minimum de la variance d'estimation de krigeage est nommé variance de krigeage (PRAKASA, 2000).

La variance de krigeage constitue tout naturellement l'indicateur de krigeage pour décider de l'opportunité de renforcer plus le réseau et l'emplacement optimal d'un éventuel point de mesure supplémentaire (DELHOMME, 1978) [12].

Le choix de la méthode du krigeage retenue pour établir une carte représentative de la variable précipitation est le krigeage (simple) (la moyenne est connue).

Cette méthode de krigeage est la mieux adaptée car elle permet de prendre en compte le comportement spatial spécifique des précipitations grâce à une forte corrélation spatiale calculée à partir des données des stations dans tout le bassin versant de la Seybouse

Nous avons utilisé le logiciel SURFER dans les synthèses cartographiques, ce logiciel est interfacé avec EXCEL, il comprend un module d'analyse géostatistique.

Avec l'apport de HYDROLAB (LABORDE, 2003) [5], nous avons pu effectuer une modélisation des variogrammes expérimentaux de façon à guider le choix dans les paramètres du krigeage SURFER

L'ajustement des variogrammes expérimentaux peut être amélioré davantage en suivant la méthode de suppression des données de mauvaise qualité et en utilisant l'optimisation des paramètres par SOLVER de l'EXCEL.

3.2. Méthode du tracé d'une carte :

Afin de permettre d'obtenir une vision de la répartition spatiale 'des précipitations' dans la région de la Seybouse. On a utilisé la méthode d'interpolation par krigeage du logiciel SURFER (version 6.0). Après avoir établi un masque de contour par le logiciel Mapinfo suite aux traitements des données spatiales. Ceci a permis de réaliser les cartes thématiques révélant la distribution spatiale des précipitations « sous différentes périodes de retour ».

3.3. Résultats et interprétation :

L'objectif de cette étude est l'analyse spatiale des précipitations maximales annuelles. Concernant les résultats, ils sont exprimés par des cartes de variation spatiales des précipitations dans la région de la Seybouse élaborées par les logiciels Surfer et Mapinfo.

L'interprétation spatiale effectuée sur les précipitations (1980, 2007), offre une variabilité spatiale.

Chapitre IV : Cartographie

L'étendue du site (6862,39 Km²) et le relief (altitude maximale de 860 m) font apparaître une importante amplitude des précipitations avec des moyennes annuelles allant de (600 mm à 800 mm) respectivement pour des périodes de retour T=10 ans et T= 100 ans

Pour l'ensemble de la Seybouse, la cartographie des précipitations maximales annuelles montre clairement :

En dehors de la région Sud Ouest où on a observé les faibles précipitations décennales et centennales respectivement de l'ordre de 350 mm-500 mm.

La région côtière reçoit généralement des précipitations maximales annuelles de l'ordre de 850 mm et 1150 mm pour les deux périodes de retour décennales et centennales successivement

La pluviosité augmente rapidement au fur à mesure que l'on va vers le nord où on a enregistré dans le sous bassin maritime et plus précisément dans la station de Pont Bouchet de l'ordre de 600 mm-1150 mm respectivement pour les périodes de retour T= 10 ans et 100 ans.

La haute Seybouse est moins arrosée que la moyenne et la basse Seybouse.

Ce modèle de cartographie fait ressortir un maximum de précipitations de 1150mm, mais l'absence des stations de mesure dans les régions Ouest et Sud -Est ne permet pas d'établir de bons résultats en superposant la carte qui représente les limites du bassin versant de la Seybouse élaborée par le logiciel Mapinfo.

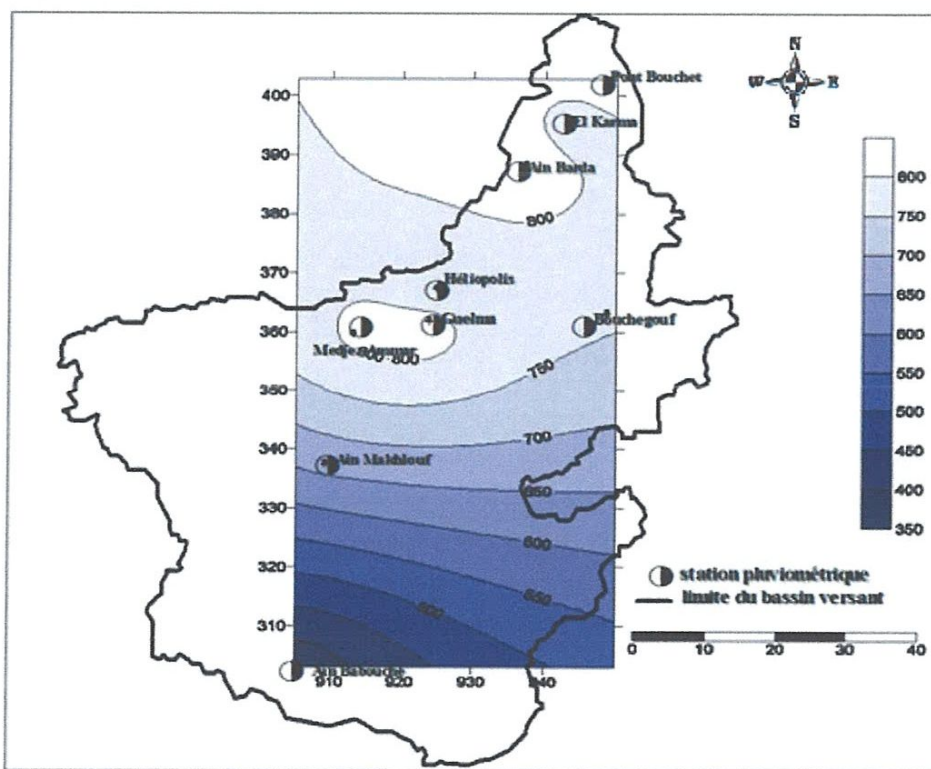


Figure 27 : Carte des isovaleurs des précipitations maximales annuelles décennales du bassin versant de la Seybouse

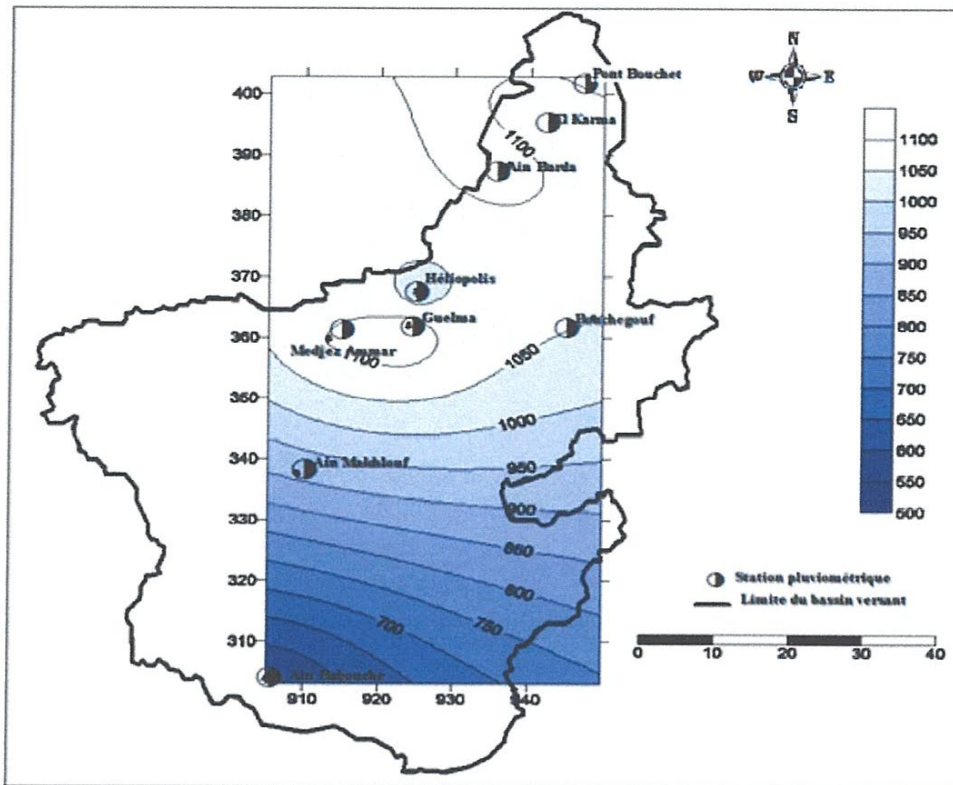


Figure 28 : Carte des isovaleurs des précipitations centennales du bassin versant de la Seybouse

Deux images ont été fournies dans les figures (29-30) par le logiciel SURFER pour des périodes de retour $T=10$ ans et $T=100$ ans pour comprendre mieux la répartition des précipitations dans l'espace

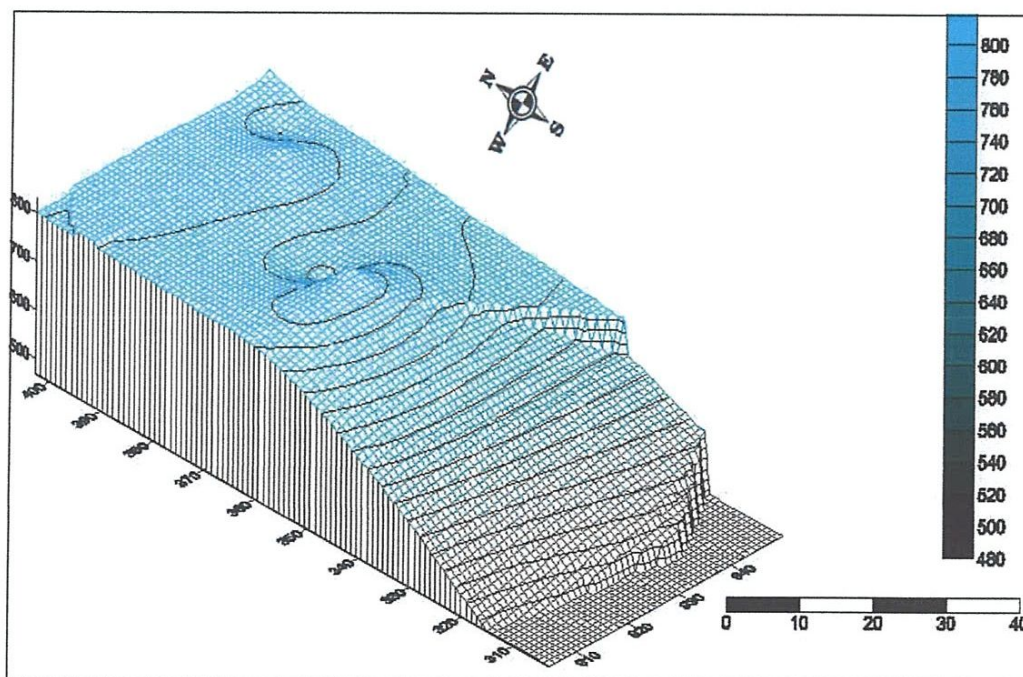


Figure 29 : Carte à 3D des précipitations décennales maxima annuelles dans la région de la Seybouse

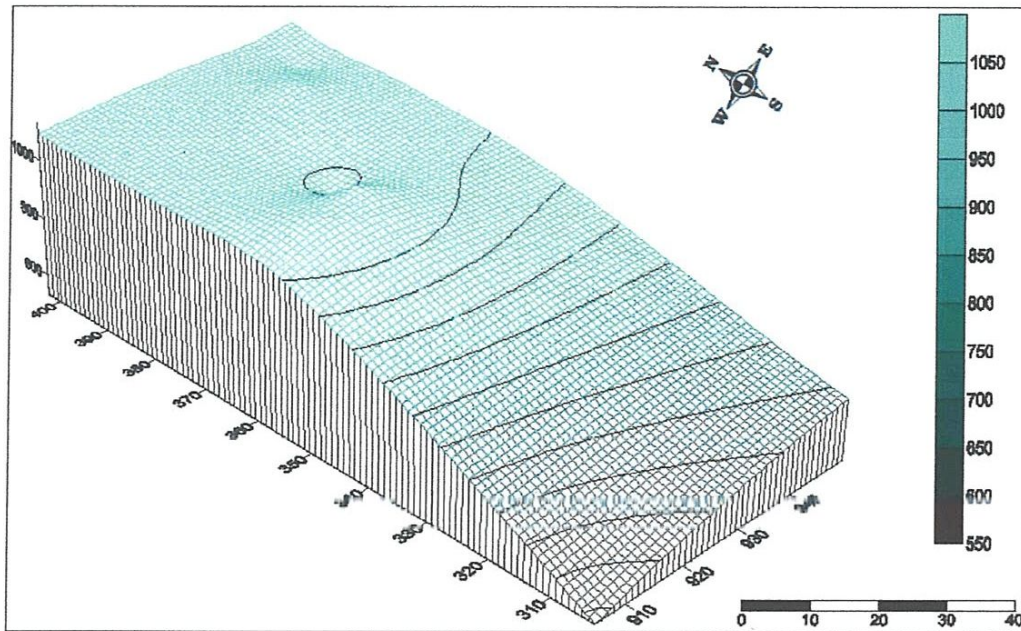
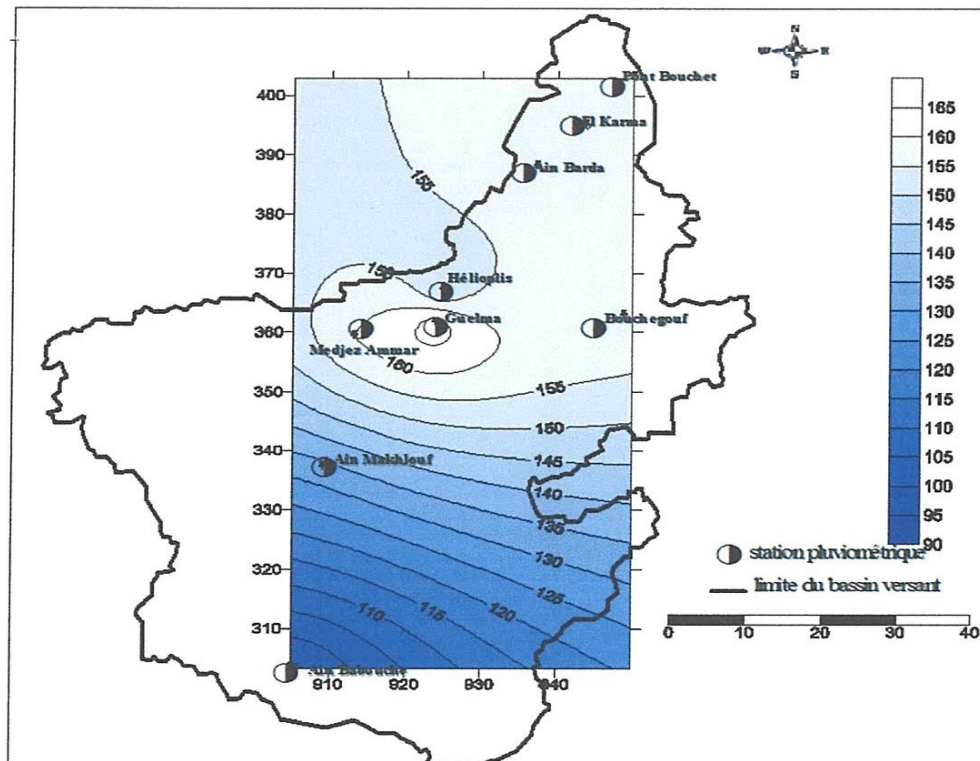


Figure 30 : Carte à 3D des précipitations centennales maxima annuelles dans la région de la Seybouse

L'avantage d'avoir utilisé le Krigeage est de disposer d'une information sur l'incertitude des estimations. Les figures (31-33) donnent les erreurs types d'estimations des précipitations décennales et centennales. On y constate que dans la zone où se trouvent les points de mesure cette erreur type reste inférieure à 170 mm. Pour diminuer l'erreur sur l'écart type on a essayé d'éliminer les deux stations Guelma et Héliopolis dont l'erreur est maximale que montrent les figures (32-34)



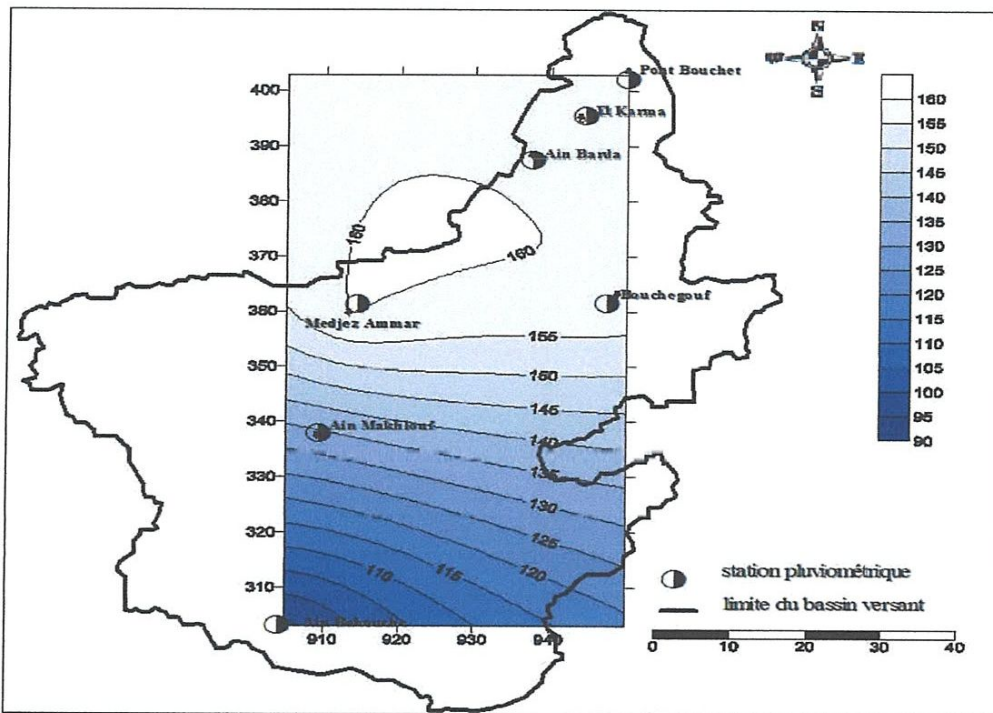


Figure 32 : Carte des isovaleurs des écarts types décennales corrigés du bassin versant de la Seybouse

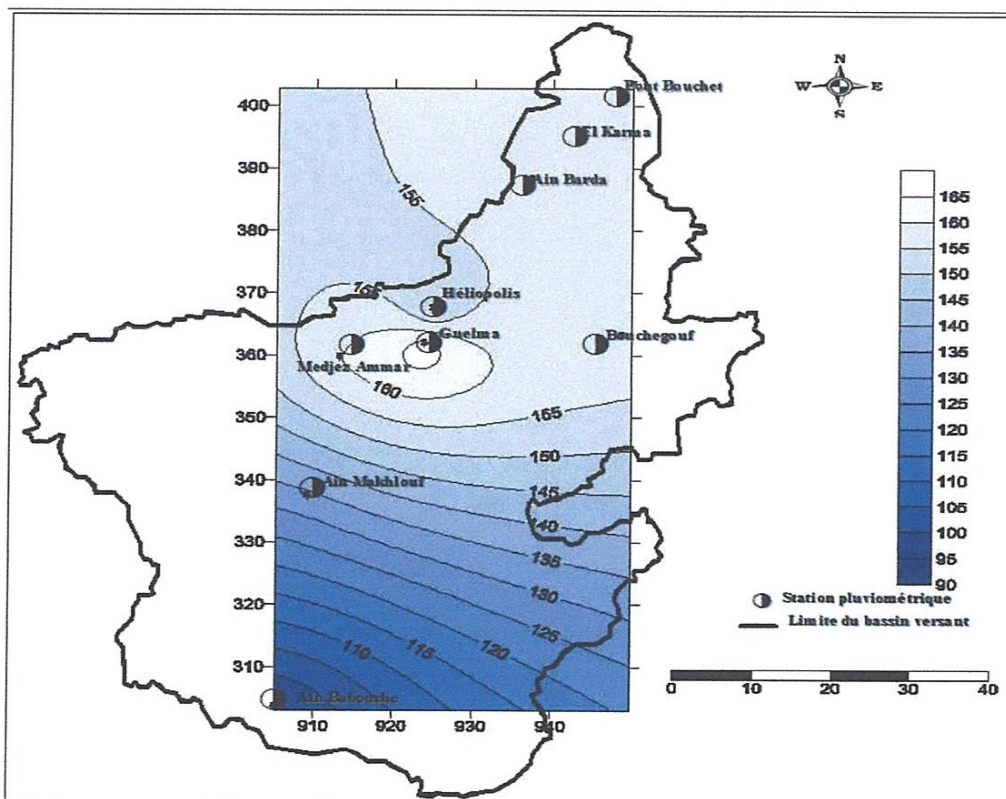


Figure 33 : Carte des isovaleurs des écarts types centennales du bassin versant de la Seybouse

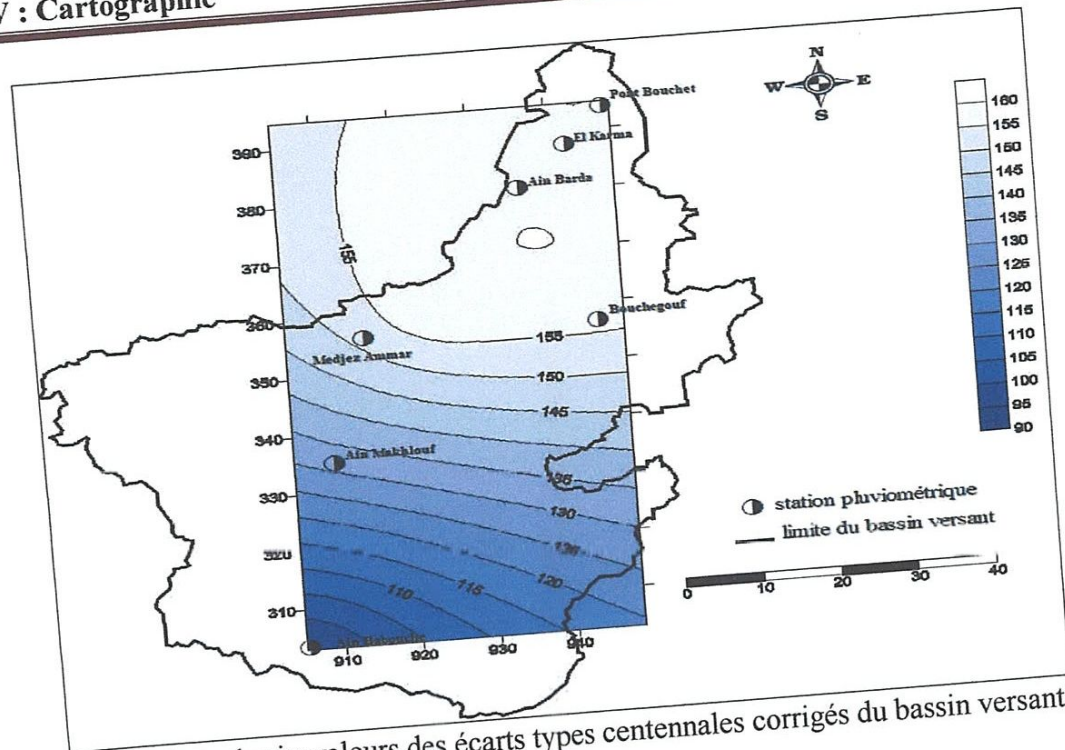


Figure 34 : Carte des isovaleurs des écarts types centennales corrigés du bassin versant de la Seybouse

Les cartes des figures (35-37) montrent que les résidus sont importants d'une façon spectaculaire dans le sous bassin Guelma.

Les valeurs les plus importantes se trouvent dans les zones Guelma et Héliopolis où on relève des résidus de 5,5 mm et 8 mm pour des périodes de retour $T=10$ ans et $T=100$ ans.

On remarque aussi vu que les valeurs élevées dans la zone citée précédemment du sous bassin Guelma sont diminuées après avoir éliminé les deux stations (Guelma et Héliopolis) de l'ordre de 2,4 mm et 3 mm observées dans les figures (36 et 38).

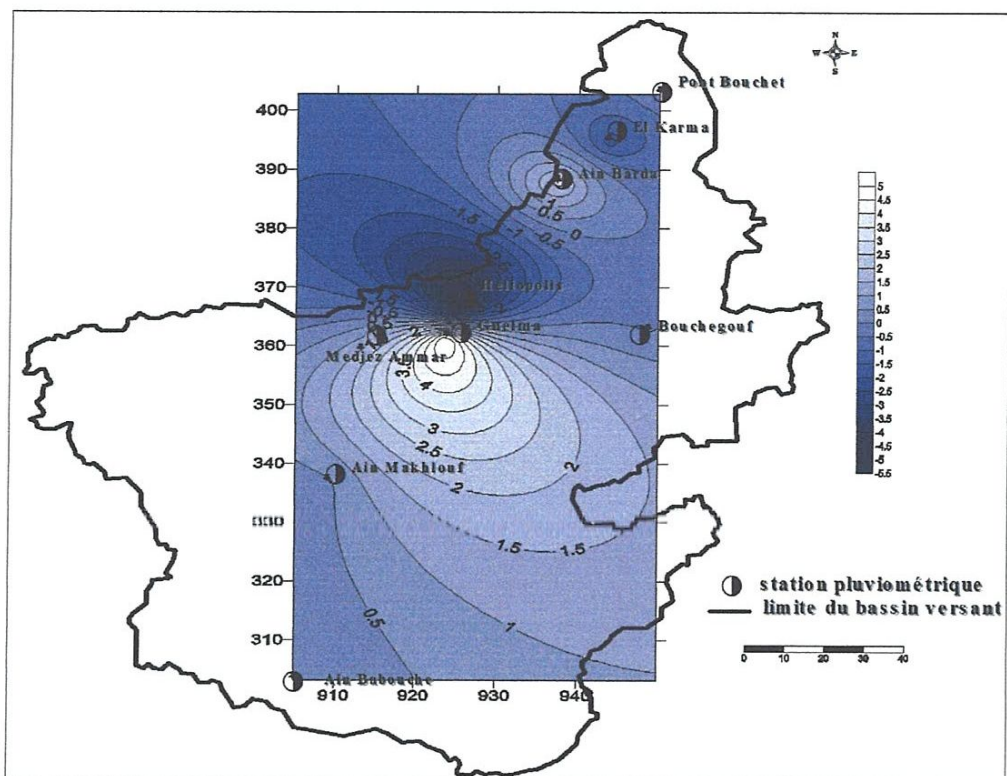


Figure 35 : Carte des isovaleurs des résidus décennales du bassin versant de la Seybouse

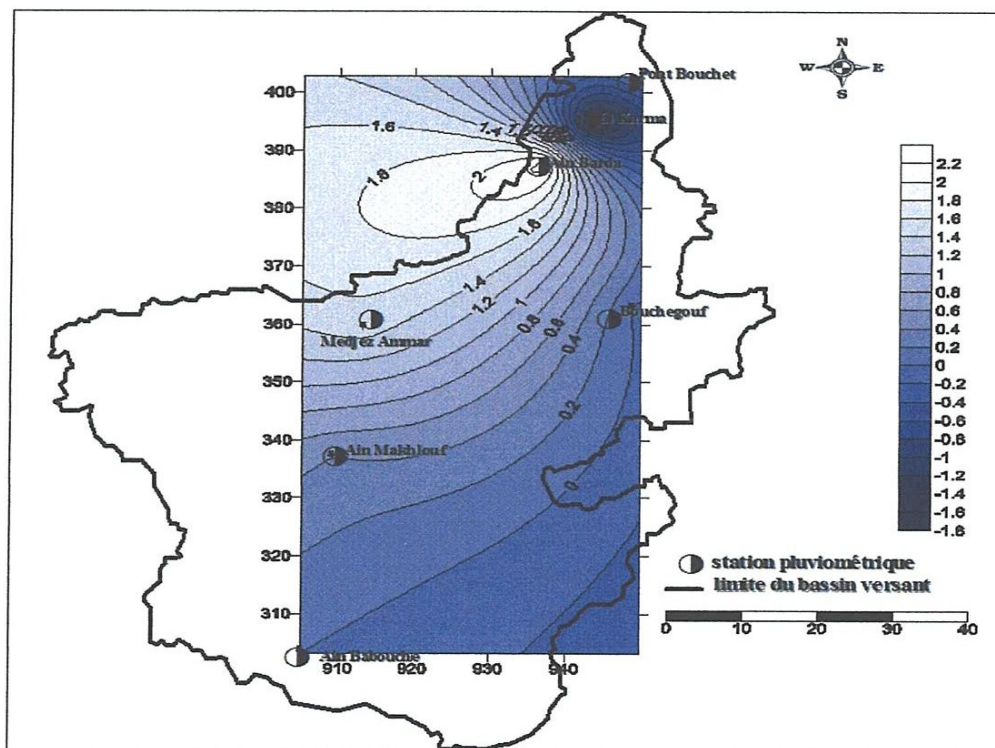


Figure 36 : Carte des isovaleurs des résidus décennales corrigés du bassin versant de la Seybouse

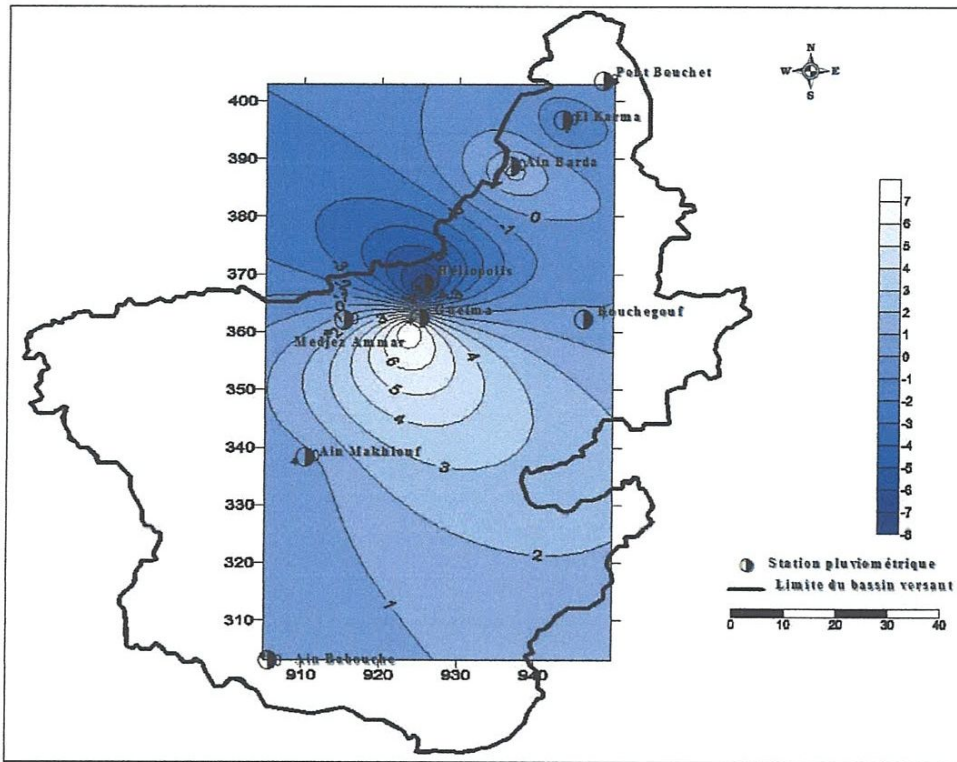


Figure 37 : Carte des isovaleurs des résidus centennales du bassin versant de la Seybouse

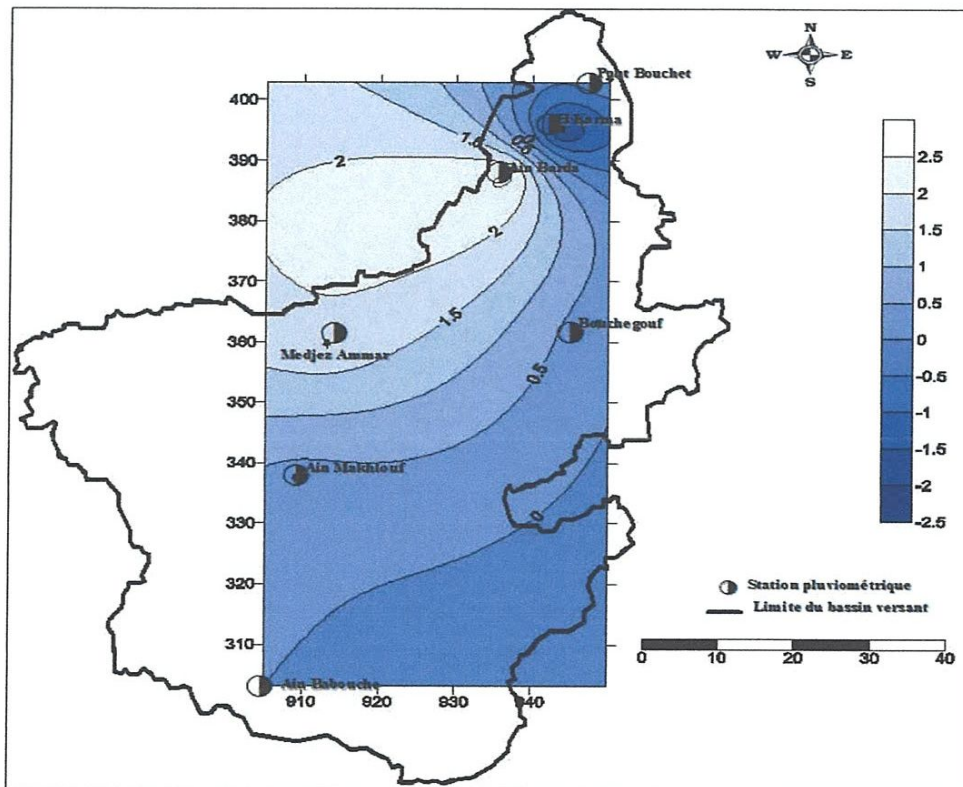


Figure 38 : Carte des isovaleurs des résidus centennales corrigés du bassin versant de la Seybouse

3.4. Contrôle de la précision du modèle d'interpolation :

On peut définir un résidu e_i et un résidu normalisé n_i

$$\begin{cases} e_i = z_i - \hat{z}_i \\ n_i = e_i/\sigma^2 \end{cases} \quad (35)$$

Ou σ^2 : variance de krigeage.

Pour valider le modèle d'interpolation, un modèle et un voisinage adéquat devrait fournir

i : $\sum e_i \cong 0$ et $\sum n_i \cong 0$

ii : $\sum e_i \text{ min ou } \sum_{i=1}^n e_i^2 \text{ min}$

iii : $(\frac{1}{n} \sum n_i^2)^{0,5} \cong 1$

Les trois critères servant calculées :

Biais : $\frac{1}{n} \sum (\hat{z}_i - z_i)$ (36)

REQM: $\sqrt{\frac{1}{n} \sum (\hat{z}_i - z_i)^2}$ (37)

REQNM: $\sqrt{\frac{1}{n} \sum \frac{(\hat{z}_i - z_i)^2}{\sigma^2}}$ (38)

On obtient les valeurs suivantes et l'on remarque la performance de la validation

Tableau 44 : Qualité des ajustements opérés par SURFER

	BIAIS	REQM	REQNM
T=10 ans	0,30	0,81	0,00
T= 100 ans	0,38	1,39	0,01

3.5.Conclusion :

La description et l'analyse des différentes étapes nécessaires à la construction des cartes pluviométriques décennales et centennales permettent de démontrer que ces dernières apportent une évaluation satisfaisante du risque pluviométrique annuel sur la région de la Seybouse.

A partir des hauteurs des pluies annuelles observées entre 1980 et 2007 sur neuf stations pluviométriques situées sur le domaine d'étude, on a obtenu une estimation fiable de la pluie annuelle décennale et centennale en tout point géographique, qui repose sur l'application des méthodes spécifiques de spatialisation des données et l'utilisation des logiciels adaptés MAPINFO et SURFER.

On conclue que les résultats sont plus satisfaisants si on avait une bonne répartition du réseau pluviométrique dans tout le bassin versant de la Seybouse.

Conclusion générale

Etablir une cartographie d'un phénomène spatialement structuré répond à des besoins multiples.

Une carte, c'est tout d'abord une représentation d'un phénomène sous une forme synthétique facile à analyser; c'est aussi un support qui permet d'évaluer l'intensité du phénomène (précipitations) cartographié en dehors des points d'observations.

Une carte permet donc de répondre à des questions ponctuelles:

Quelle est l'altitude d'un site ? Quelle est la pluviométrie en un lieu ?

Les techniques de cartographie sont bien connues et ne présentent guère de difficultés théoriques.

Pour cartographier une variable spatialisée, on a utilisé la méthode d'interpolation du krigeage. On a analysé la structure de la variabilité spatiale de la variation des précipitations en déterminant le variogramme qui donne la variation des écarts quadratiques de cette variable en fonction de la distance des stations. Ces variogrammes sont parfois anisotropes, car dépendant de la région. On a alors calé un modèle de variogramme ce qui permet d'estimer en tout point un estimateur objectif de la variable, il est alors facile de tracer des courbes d'isovaleurs de cette variable.

Cette cartographie des précipitations annuelles présente certaines imperfections liées essentiellement aux déficiences du réseau d'observations et aux lacunes des données pluvieuses. En conséquence, l'extension du réseau surtout dans les régions montagneuses demeure une nécessité impérative pour la fiabilité des données dans le futur.

Le traitement des données, quand à leur homogénéisation et les comblements des lacunes fréquentées dans les séries statistiques font que l'estimation des différents paramètres hydrologiques par les modèles mathématiques est entachée d'erreurs. L'approche adoptée pour ce travail reste la meilleure, pour notre zone d'étude aboutissant à des résultats plus ou moins satisfaisants. Les cartes élaborées des pluies maximales annuelles sont celle de période de retour 10ans et 100ans pour une étude dans les zones démunies d'informations pluviométriques.

Cette étude a permis d'améliorer la connaissance du phénomène et ouvert plusieurs perspectives. Elle a montré en l'état de la recherche, que les événements pluvieux se répartissent d'une façon aléatoire d'un épisode à une autre. Cette distribution aléatoire est relativisée par l'étude de l'anisotropie des variogrammes expérimentaux et par l'analyse cartographique de chaque événement au pas de temps.

En termes de perspective, sur le plan opérationnel, l'étude constitue déjà en l'état actuel un outil précieux à une gestion efficace du réseau d'assainissement.

Liste des tableaux

Tableau 01 : Les paramètres géomorphologiques des six sous bassins versant	8
Tableau 02 : Répartition altimétrique du bassin	10
Tableau 03 : Classification d'ORSTOM pour les différents reliefs	11
Tableau 04 : Stations pluviométriques du bassin versant de la Seybouse	12
Tableau 05 : Précipitations maximales annuelles des stations pluviométriques	14
Tableau 06 : Vérification de l'homogénéité de la série des précipitations maxima annuelles de la station de Ain Barda	15
Tableau 07 : Vérification de l'homogénéité de la série des précipitations maxima annuelles de la station de Héliopolis	17
Tableau 08 : La série des précipitations annuelles observées de Ain Babouche	19
Tableau 09 : La série des précipitations annuelles observées de Ain Makhoulouf	19
Tableau 10 : La série des précipitations annuelles observées de BOUCHEGOUF	20
Tableau 11 : La série des précipitations annuelles observées de EL KARMA	20
Tableau 12 : La série des précipitations annuelles observées de GUELMA	21
Tableau 13 : La série des précipitations annuelles observées de MEDJAZ AMMAR	21
Tableau 14 : La série des précipitations annuelles observées de Pont Bouchet	22
Tableau 15 : Matrice de corrélation	24
Tableau 16 : Les séries des précipitations reconstituées	24
Tableau 17 : Les paramètres statistiques de la régression linéaire de toutes les stations	25
Tableau 18 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Ain Babouche	27
Tableau 19 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Ain Barda	28
Tableau 20 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Ain Makhoulouf	30
Tableau 21 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Bouchegouf	31
Tableau 22 : Ajustement des précipitations maximales annuelles El Karma	32
Tableau 23 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Héliopolis	33
Tableau 24 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Guelma	35
Tableau 25 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Medjez Ammar	36

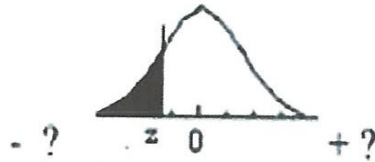
Tableau 26 : Ajustement des précipitations maximales annuelles Pont Bouchet	37
Tableau 27 : Le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Ain Babouche	41
Tableau 28 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Ain Barda	42
Tableau 29 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Ain Makhlouf	43
Tableau 30 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Bouchegouf	43
Tableau 31 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de El Karma	44
Tableau 32 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Guelma	45
Tableau 33 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Héliopolis	45
Tableau 34 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Medjez Ammar	46
Tableau 35 : le test de Kolmogorov Smirnov pour la station de Pont Bouchet	47
Tableau 36 : les différents résultats du test de K.S pour toutes les stations	47
Tableau 37 : précipitation maximales annuelles des rares fréquences obtenues par l'ajustement pour les stations pluviométriques du bassin versant de la Seybouse	48
Tableau 38 : Paramètres estimés par les lois de Gumbel et GEV	48
Tableau 39 : Le test de Khi^2	50
Tableau 40 : Comparaison des quantiles obtenus par (HYDROLAB et HYFRAN)	51
Tableau 41 : Paramètres statistiques des deux directions 0-90° et 45-90° pour les périodes de retour (T=10 ans et T= 100 ans)	57
Tableau 42 : Caractéristiques du variogramme dans les directions 0-90°,45-90° (pour T=10)	58
Tableau 43 : Caractéristiques du variogramme dans les directions 0-90°,45-90° (pour T=100)	58
Tableau 44 : Qualité des ajustements opérés par SURFER	68

Listes des Figures

Fig.01 : Localisation du bassin versant	6
Fig.02 : Carte des sous bassins versant	7
Fig.03 : Rectangle équivalent	9
Fig.04 : Courbe Hypsométrique	10
Fig.05 : Localisation des stations (Mapinfo)	13
Fig.06 : Droite de régression	23
Fig.07 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Ain Babouche	28
Fig.08 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Ain Barda	29
Fig.09 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Ain Makhlouf	30
Fig.10 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Bouchegouf	32
Fig.11 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Karma	33
Fig.12 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Héliopolis	34
Fig.13 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Guelma	36
Fig.14 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Medjez Ammar	37
Fig.15 : Courbe d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenue par HYDROLAB pour la station de Pont Bouchet	38
Fig.16 : Courbes d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenues par HYFRAN pour les stations (Ain Babouche-Ain Barda-Ain Makhlouf-Héliopolis-Karma-Bouchegouf)	49
Fig.17 : Courbes d'ajustement des précipitations maximales annuelles obtenues par HYFRAN pour les stations (Medjez Ammar-Guelma-Pont Bouchet)	50

ANNEXE 1

TABLE DE LA LOI



z	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
-3	0.00135	0.00097	0.00069	0.00048	0.00034	0.00023	0.00016	0.00011	7.2E-05	4.8E-05
-2.9	0.00187	0.00181	0.00175	0.00169	0.00164	0.00159	0.00154	0.00149	0.00144	0.00139
-2.8	0.00256	0.00248	0.0024	0.00233	0.00226	0.00219	0.00212	0.00205	0.00199	0.00193
-2.7	0.00347	0.00336	0.00326	0.00317	0.00307	0.00298	0.00289	0.0028	0.00272	0.00264
-2.6	0.00466	0.00453	0.0044	0.00427	0.00415	0.00402	0.00391	0.00379	0.00368	0.00357
-2.5	0.00621	0.00604	0.00587	0.0057	0.00554	0.00539	0.00523	0.00508	0.00494	0.0048
-2.4	0.0082	0.00798	0.00776	0.00755	0.00734	0.00714	0.00695	0.00676	0.00657	0.00639
-2.3	0.01072	0.01044	0.01017	0.0099	0.00964	0.00939	0.00914	0.00889	0.00866	0.00842
-2.2	0.0139	0.01355	0.01321	0.01287	0.01255	0.01222	0.01191	0.0116	0.0113	0.01101
-2.1	0.01786	0.01743	0.017	0.01659	0.01618	0.01578	0.01539	0.015	0.01463	0.01426
-2	0.02275	0.02222	0.02169	0.02118	0.02068	0.02018	0.0197	0.01923	0.01876	0.01831
-1.9	0.02872	0.02807	0.02743	0.0268	0.02619	0.02559	0.025	0.02442	0.02385	0.0233
-1.8	0.03593	0.03515	0.03438	0.03362	0.03288	0.03216	0.03144	0.03074	0.03005	0.02938
-1.7	0.04457	0.04363	0.04272	0.04182	0.04093	0.04006	0.0392	0.03836	0.03754	0.03673
-1.6	0.0548	0.0537	0.05262	0.05155	0.0505	0.04947	0.04846	0.04746	0.04648	0.04551
-1.5	0.06681	0.06552	0.06426	0.06301	0.06178	0.06057	0.05938	0.05821	0.05705	0.05592
-1.4	0.08076	0.07927	0.0778	0.07636	0.07493	0.07353	0.07215	0.07078	0.06944	0.06811
-1.3	0.0968	0.0951	0.09342	0.09176	0.09012	0.08851	0.08692	0.08534	0.08379	0.08226
-1.2	0.11507	0.11314	0.11123	0.10935	0.10749	0.10565	0.10383	0.10204	0.10027	0.09853
-1.1	0.13567	0.1335	0.13136	0.12924	0.12714	0.12507	0.12302	0.121	0.119	0.11702
-1	0.15866	0.15625	0.15386	0.15151	0.14917	0.14686	0.14457	0.14231	0.14007	0.13786
-0.9	0.18406	0.18141	0.17879	0.17619	0.17361	0.17106	0.16853	0.16602	0.16354	0.16109
-0.8	0.21186	0.20897	0.20611	0.20327	0.20045	0.19766	0.19489	0.19215	0.18943	0.18673
-0.7	0.24196	0.23885	0.23576	0.2327	0.22965	0.22663	0.22363	0.22065	0.2177	0.21476
-0.6	0.27425	0.27093	0.26763	0.26435	0.26109	0.25785	0.25463	0.25143	0.24825	0.2451
-0.5	0.30854	0.30503	0.30153	0.29806	0.2946	0.29116	0.28774	0.28434	0.28096	0.2776
-0.4	0.34458	0.3409	0.33724	0.3336	0.32997	0.32636	0.32276	0.31918	0.31561	0.31207
-0.3	0.38209	0.37828	0.37448	0.3707	0.36693	0.36317	0.35942	0.35569	0.35197	0.34827
-0.2	0.42074	0.41683	0.41294	0.40905	0.40517	0.40129	0.39743	0.39358	0.38974	0.38591
-0.1	0.46017	0.4562	0.45224	0.44828	0.44433	0.44038	0.43644	0.43251	0.42858	0.42465
-0.0	0.5	0.49601	0.49202	0.48803	0.48405	0.48006	0.47608	0.4721	0.46812	0.46414

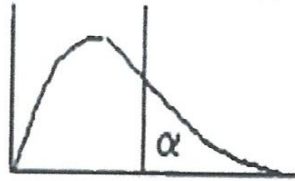
NORMALE (FND)

Cette table donne la valeur de la FND pour un $-3.9 \leq z \leq +3.9$. Les entrées en face de + 3 et de - 3 sont pour 3.0, 3.1, 3.2, etc., et - 3.0, - 3.1, - 3.2, etc., respectivement.

z	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
0.0	0.5	0.50399	0.50798	0.51197	0.51595	0.51994	0.52392	0.5279	0.53188	0.53586
0.1	0.53983	0.5438	0.54776	0.55172	0.55567	0.55962	0.56356	0.56749	0.57142	0.57535
0.2	0.57926	0.58317	0.58706	0.59095	0.59483	0.59871	0.60257	0.60642	0.61026	0.61409
0.3	0.61791	0.62172	0.62552	0.6293	0.63307	0.63683	0.64058	0.64431	0.64803	0.65173
0.4	0.65542	0.6591	0.66276	0.6664	0.67003	0.67364	0.67724	0.68082	0.68439	0.68793
0.5	0.69146	0.69497	0.69847	0.70194	0.7054	0.70884	0.71226	0.71566	0.71904	0.7224
0.6	0.72575	0.72907	0.73237	0.73565	0.73891	0.74215	0.74537	0.74857	0.75175	0.7549
0.7	0.75804	0.76115	0.76424	0.7673	0.77035	0.77337	0.77637	0.77935	0.7823	0.78524
0.8	0.78814	0.79103	0.79389	0.79673	0.79955	0.80234	0.80511	0.80785	0.81057	0.81327
0.9	0.81594	0.81859	0.82121	0.82381	0.82639	0.82894	0.83147	0.83398	0.83646	0.83891
1.0	0.84134	0.84375	0.84614	0.84849	0.85083	0.85314	0.85543	0.85769	0.85993	0.86214
1.1	0.86433	0.8665	0.86864	0.87076	0.87286	0.87493	0.87698	0.879	0.881	0.88298
1.2	0.88493	0.88686	0.88877	0.89065	0.89251	0.89435	0.89617	0.89796	0.89973	0.90147
1.3	0.9032	0.9049	0.90658	0.90824	0.90988	0.91149	0.91308	0.91466	0.91621	0.91774
1.4	0.91924	0.92073	0.9222	0.92364	0.92507	0.92647	0.92785	0.92922	0.93056	0.93189
1.5	0.93319	0.93448	0.93574	0.93699	0.93822	0.93943	0.94062	0.94179	0.94295	0.94408
1.6	0.9452	0.9463	0.94738	0.94845	0.9495	0.95053	0.95154	0.95254	0.95352	0.95449
1.7	0.95543	0.95637	0.95728	0.95818	0.95907	0.95994	0.9608	0.96164	0.96246	0.96327
1.8	0.96407	0.96485	0.96562	0.96638	0.96712	0.96784	0.96856	0.96926	0.96995	0.97062
1.9	0.97128	0.97193	0.97257	0.9732	0.97381	0.97441	0.975	0.97558	0.97615	0.9767
2.0	0.97725	0.97778	0.97831	0.97882	0.97932	0.97982	0.9803	0.98077	0.98124	0.98169
2.1	0.98214	0.98257	0.983	0.98341	0.98382	0.98422	0.98461	0.985	0.98537	0.98574
2.2	0.9861	0.98645	0.98679	0.98713	0.98745	0.98778	0.98809	0.9884	0.9887	0.98899
2.3	0.98928	0.98956	0.98983	0.9901	0.99036	0.99061	0.99086	0.99111	0.99134	0.99158
2.4	0.9918	0.99202	0.99224	0.99245	0.99266	0.99286	0.99305	0.99324	0.99343	0.99361
2.5	0.99379	0.99396	0.99413	0.9943	0.99446	0.99461	0.99477	0.99492	0.99506	0.9952
2.6	0.99534	0.99547	0.9956	0.99573	0.99585	0.99598	0.99609	0.99621	0.99632	0.99643
2.7	0.99653	0.99664	0.99674	0.99683	0.99693	0.99702	0.99711	0.9972	0.99728	0.99736
2.8	0.99744	0.99752	0.9976	0.99767	0.99774	0.99781	0.99788	0.99795	0.99801	0.99807
2.9	0.99813	0.99819	0.99825	0.99831	0.99836	0.99841	0.99846	0.99851	0.99856	0.99861
3	0.99865	0.99903	0.99931	0.99952	0.99966	0.99977	0.99984	0.99989	0.99993	0.99995

ANNEXE 2

Table du Khi-Deux



$\downarrow v, \alpha \rightarrow$	0,995	0,99	0,975	0,95	0,75	0,5	0,25	0,1	0,05	0,025	0,01	0,005
1	4E-05	2E-04	1E-03	0,004	0,102	0,455	1,323	2,706	3,841	5,024	6,635	7,879
2	0,01	0,02	0,051	0,103	0,575	1,386	2,773	4,605	5,991	7,378	9,21	10,6
3	0,072	0,115	0,216	0,352	1,213	2,366	4,108	6,251	7,815	9,348	11,34	12,84
4	0,207	0,297	0,484	0,711	1,923	3,357	5,385	7,779	9,488	11,14	13,28	14,86
5	0,412	0,554	0,831	1,145	2,675	4,351	6,626	9,236	11,07	12,83	15,09	16,75
6	0,676	0,872	1,237	1,635	3,455	5,348	7,841	10,64	12,59	14,45	16,81	18,55
7	0,989	1,239	1,69	2,167	4,255	6,346	9,037	12,02	14,07	16,01	18,48	20,28
8	1,344	1,647	2,18	2,733	5,071	7,344	10,22	13,36	15,51	17,53	20,09	21,95
9	1,735	2,088	2,7	3,325	5,899	8,343	11,39	14,68	16,92	19,02	21,67	23,59
10	2,156	2,558	3,247	3,94	6,737	9,342	12,55	15,99	18,31	20,48	23,21	25,19
11	2,603	3,053	3,816	4,575	7,584	10,34	13,7	17,28	19,68	21,92	24,73	26,76
12	3,074	3,571	4,404	5,226	8,438	11,34	14,85	18,55	21,03	23,34	26,22	28,3
13	3,565	4,107	5,009	5,892	9,299	12,34	15,98	19,81	22,36	24,74	27,69	29,82
14	4,075	4,66	5,629	6,571	10,17	13,34	17,12	21,06	23,68	26,12	29,14	31,32
15	4,601	5,229	6,262	7,261	11,04	14,34	18,25	22,31	25	27,49	30,58	32,8
16	5,142	5,812	6,908	7,962	11,91	15,34	19,37	23,54	26,3	28,85	32	34,27
17	5,697	6,408	7,564	8,672	12,79	16,34	20,49	24,77	27,59	30,19	33,41	35,72
18	6,265	7,015	8,231	9,39	13,68	17,34	21,6	25,99	28,87	31,53	34,81	37,16
19	6,844	7,633	8,907	10,12	14,56	18,34	22,72	27,2	30,14	32,85	36,19	38,58
20	7,434	8,26	9,591	10,85	15,45	19,34	23,83	28,41	31,41	34,17	37,57	40
30	13,79	14,95	16,79	18,49	24,48	29,34	34,8	40,26	43,77	46,98	50,89	53,67
40	20,71	22,16	24,43	26,51	33,66	39,34	45,62	51,81	55,76	59,34	63,69	66,77
50	27,99	29,71	32,36	34,76	42,94	49,33	56,33	63,17	67,5	71,42	76,15	79,49
60	35,53	37,48	40,48	43,19	52,29	59,33	66,98	74,4	79,08	83,3	88,38	91,95
70	43,28	45,44	48,76	51,74	61,7	69,33	77,58	85,53	90,53	95,02	100,4	104,2
80	51,17	53,54	57,15	60,39	71,14	79,33	88,13	96,58	101,9	106,6	112,3	116,3
100	67,33	70,06	74,22	77,93	90,13	99,33	109,1	118,5	124,3	129,6	135,8	140,2

ANNEXE 3

Table du test de Kolmogorov-Smirnov

$$D_n = \text{Sup} | F_n^*(x) - f(x) |$$

Valeurs de d_n telles que $P = P(D_n < d_n)$

n	P=.80	P=.90	P=.95	P=.98	P=.99
1	.90000	.95000	.97500	.99000	.99500
2	.68377	.77639	.84189	.90000	.92929
3	.56481	.63604	.70760	.78456	.82900
4	.49265	.56522	.62394	.68887	.73424
5	.44698	.50945	.56328	.62718	.66853
6	.41037	.46799	.51926	.57741	.61661
7	.38148	.43607	.48342	.53844	.57581
8	.35381	.40962	.45427	.51654	.54179
9	.33910	.38746	.43001	.47960	.51332
10	.32260	.36866	.40925	.45662	.48893
11	.30829	.35242	.39122	.43670	.46770
12	.29577	.33815	.37543	.41918	.44905
13	.28470	.32549	.36143	.40362	.43247
14	.27481	.31417	.34890	.38970	.41762
15	.26588	.30397	.33760	.37713	.40420
16	.25778	.29472	.32733	.36571	.39201
17	.25039	.28627	.31796	.35528	.38086
18	.24360	.27851	.30936	.34569	.37062
19	.23735	.27136	.30143	.33685	.36117
20	.23156	.26473	.29408	.32866	.35241
21	.22617	.25858	.28724	.32104	.34427
22	.22115	.25283	.28087	.31394	.33666
23	.21645	.24746	.27490	.30728	.32954
24	.21205	.24242	.26931	.30104	.32286
25	.20790	.23768	.26404	.29516	.31657
26	.20399	.23320	.25907	.28962	.31064
27	.20030	.22898	.25438	.28438	.30502
28	.19680	.22497	.24993	.27942	.29971
29	.19348	.22117	.24571	.27471	.29466
30	.19032	.21756	.24170	.27023	.28987
31	.18732	.21412	.23788	.26596	.28530
32	.18445	.21085	.23424	.26189	.28094
33	.18171	.20771	.23076	.25801	.27677
34	.17909	.20472	.22743	.25429	.27279
35	.17659	.20185	.22425	.25073	.26897

Annexe 3 (suite 1/2) : Table du test de Kolmogorov-Smirnov

$$D_n = \text{Sup} | F_n^*(x) - f(x) |$$

Valeurs de d_n telles que $P = P(D_n < d_n)$

n	P=.80	P=.90	P=.95	P=.98	P=.99
36	.17418	.19910	.22119	.24732	.26532
37	.17188	.19646	.21826	.24404	.26180
38	.16966	.19392	.21544	.24089	.25843
39	.16753	.19148	.21273	.23786	.25518
40	.16547	.18913	.21012	.23494	.25205
41	.16349	.18687	.20760	.23213	.24904
42	.16158	.18468	.20517	.22941	.24613
43	.15974	.18257	.20283	.22679	.24332
44	.15796	.18053	.20056	.22426	.24060
45	.15623	.17856	.19837	.22181	.23798
46	.15457	.17665	.19625	.21944	.23544
47	.15295	.17481	.19420	.21715	.23298
48	.15139	.17302	.19221	.21493	.23059
49	.14987	.17128	.19028	.21277	.22828
50	.14840	.16959	.18841	.21068	.22604
51	.14697	.16796	.18659	.20864	.22386
52	.14558	.16637	.18482	.20667	.22174
53	.14423	.16783	.18311	.20475	.21968
54	.14292	.16332	.18144	.20289	.21768
55	.14164	.16186	.17981	.20107	.21574
56	.14040	.16044	.17823	.19930	.21384
57	.13919	.15906	.17669	.19758	.21199
58	.13801	.15771	.17519	.19590	.21019
59	.13686	.15639	.17373	.19427	.20844
60	.13573	.15511	.17231	.19267	.20673
61	.13464	.15385	.17091	.19112	.20506
62	.13357	.15163	.16956	.18960	.20343
63	.13253	.15144	.16823	.18812	.20184
64	.13151	.15027	.16693	.18667	.20029
65	.13052	.14913	.16567	.18525	.19877
66	.12954	.14802	.16443	.18387	.19729
67	.12859	.14693	.16322	.18252	.19584
68	.12766	.14587	.16204	.18119	.19442
69	.12675	.14483	.16088	.17990	.19303
70	.12586	.14381	.15975	.17863	.19167

Annexe 3 (suite 2/2) : Table du test de Kolmogorov-Smirnov

$$D_n = \text{Sup} | F_n^*(x) - f(x) |$$

Valeurs de d_n telles que $P = P(D_n < d_n)$

n	P=.80	P=.90	P=.95	P=.98	P=.99
71	.12499	.14281	.15864	.17739	.19034
72	.12413	.14183	.15755	.17618	.18903
73	.12329	.14087	.15649	.17498	.18776
74	.12247	.13993	.15544	.17382	.18650
75	.12167	.13901	.15442	.17268	.18528
76	.12088	.13811	.15342	.17155	.18408
77	.12011	.13723	.15244	.17045	.18290
78	.11935	.13636	.15147	.16938	.18174
79	.11860	.13551	.15052	.16832	.18060
80	.11787	.13467	.14960	.16728	.17949
81	.11716	.13385	.14868	.16626	.17840
82	.11645	.13305	.14779	.16526	.17732
83	.11576	.13226	.14691	.14428	.17627
84	.11508	.13148	.14605	.16331	.17523
85	.11442	.13072	.14520	.16236	.17421
86	.11376	.12997	.14437	.16143	.17321
87	.11311	.12923	.14355	.16051	.17223
88	.11248	.12850	.14274	.15961	.17126
89	.11186	.12779	.14195	.15873	.17031
90	.11125	.12709	.17117	.15786	.16938
91	.11064	.12640	.14040	.15700	.16846
92	.11005	.12572	.13965	.15616	.16755
93	.10947	.12506	.13891	.15533	.16666
94	.10889	.12440	.13818	.15451	.16579
95	.10833	.12375	.13746	.15371	.16493
96	.10777	.12312	.13675	.15291	.16408
97	.10722	.12249	.13606	.15214	.16324
98	.10668	.12187	.13537	.15137	.16242
99	.10615	.12126	.13469	.15061	.16161
100	.10563	.12067	.13403	.14987	.16081
n > 100	$1.073\sqrt{n}$	$1.223\sqrt{n}$	$1.358\sqrt{n}$	$1.518\sqrt{n}$	$1.629\sqrt{n}$

Références Bibliographiques

- [01] MATHERON (G). 1969 - Théorie des variables régionalisés et ses applications cahier du centre à morphologie, Fontaine Bleu.
- [02] SARI (A). 2009 – initiation à l'hydrologie de surface, Alger.
- [03] ROCHE (M). 1963- Hydrologie de surface, Gauthier- Villars. Paris
- [04] LABORDE (J.P). (2009) - Eléments d'hydrologie de surface, Université de Nice- Sophia Antipolis, Toulouse.
- [05] LABORDE(J.P)- 1998, Logiciel HYDROLAB (version 98,2), Université de Nice- Sophia Antipolis, Toulouse.
- [06] LABORDE (J.P). 1984 - Analyse des données et cartographie automatique en hydrologie : Thèse de doctorat d'état INPL, Nancy.
- [07] LEBEL et OBLED 1987- Application de la géostatistique à la cartographie des phénomènes pluvieux.
- [08] SERRA (J.) 1967 – Un critère nouveau de découverte des structures le variogramme, Sciences de la terre, vol 12, n°4, Nancy.
- [09] BAILLARGEON (S.) 2005- Krigeage : mémoire présenté à la Faculté des études supérieures de l'Université Laval, Québec.
- [10] OBLED (C.) 1987- Introduction au krigeage à l'usage des hydrologues. Actes dans 2eme journées hydrologie de l'ORSTOM. Montpellier.
- [11] CAUSER (D.)-.Modélisation géostatistique, Laboratoire de Mathématiques Appliquées.
- [12] DELHOMME (J, P) 1976- Application de la Théorie des variables régionalisés dans la science de l'eau, Thèse présentée à l'université de Paris 6.