



Bermaot 7/96

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE

LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

المكتبة - المكتبة  
BIBLIOTHEQUE - المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

Département: *Hydraulique*

# PROJET DE FIN D'ETUDES

En vue de l'obtention du diplôme d'Ingénieur d'Etat en Hydraulique

## SUJET

Etude statistique et spatiale des pluies journalières  
maximales dans le bassin de la Seybouse.

Promotrices:

M<sup>lle</sup> N. MOUHOUS

M<sup>lle</sup> T. HABOUCHE

Etudié par :

CHERROUF Kamel

DJELLOUL BERKANE Ahmed

Co-promoteur:

M. CHERRARED

Promotion: 1995-1996

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE

LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

المدرسة الوطنية المتعددة التخصصات  
BIBLIOTHEQUE - المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique

ECOLE NATIONALE POLYTECHNIQUE

Département: *Hydraulique*

# PROJET DE FIN D'ETUDES

En vue de l'obtention du diplôme d'Ingénieur d'Etat en Hydraulique

## SUJET

Etude statistique et spatiale des pluies journalières  
maximales dans le bassin de la Seybouse.

Promotrices:

M<sup>lle</sup> N. MOUHOUS

M<sup>lle</sup> T. HABOUCHE

Etudié par :

CHERROUF Kamel

DJELLOUL BERKANE Ahmed

Co-promoteur:

M. CHERRARED

Promotion: 1995-1996

# DEDICACES

المدرسة الوطنية المتعددة التخصصات  
المكتبة — BIBLIOTHEQUE  
Ecole Nationale Polytechnique

*A mes tres chers parents  
pour tout les sacrifices concetrs, sans lesquelles ce travail  
m'aurait pas vue le jour.*

*A tous mes amis qui ont su etre à mes cote dans les moment  
critiques et durants la realisation de ce memoire  
(Kheled, Ahmed, Khemissi, Dahbi..)*

*A toute les membres de ma famille (Karim, Yasmina, Imène et  
tout qui me sont chers*

*je dedie ce travail*

*Kamel*

*A mes parents pour leurs soutien moral ,leur amour ,ainsi que  
tout la chaleur et la tendresse dont ils m'ont entoure toute ma vie .*

*A mes freres et mes soeurs pour avoir su me supporte, passer sur  
mes pire etats d'omes et pour aide et les conseils precieux qu'il m'ont  
apporte.*

*A tous mes amis qui ont su etre a mes cote dans les moments  
les plus peribles (Chaouki,  
Djillali, Kamel, Bouabdellah, Salah, Ouassila, Le groupe de  
magister d'hydraulique).*

*je dedie ce modeste travail*

*Ahmed*

— AVANT PROPOS —

• Avant d'aborder l'exposé de ce mémoire ; nous tenons à adresser nos plus vifs remerciements à Melle N.MOUHOUS et Melle T.HABOUCHE ; notre promotrice , Ingénieurs à l'ANRH et leurs exprimer nos profond reconnaissance pour la sollicitude avec la quelle elles nous ont guidé et encouragé ; pour ses précieux conseils et enfin pour leurs dévouement permanent et inlassable dont elles ont fait preuve durant toute cette étude .

• A Monsieur N.DECHMI maître conférence à E.N.P , où prés de qui nous avons toujours trouvés accueil chaleureux ; qui il soit remercie et trouve ici l'expression de nous plus profonde gratitude .

• A notre enseignant d'hydrologie Monsieur B.BERMAD ont lui suit profondément reconnaissant pour ses conseils qu'il nous a fait profiter , sa disponibilité et son amitié ont grandement contribués au bon aboutissement de cette mémoire .

• Nous réserverons une attention toute particulière aux ingénieurs et techniciens de service climatologie de l'ANRH , pour la confiance et l'aide qu'ils nous ont accordés , nous les remercions très sincèrement .

• Nos vifs remerciements vont à tout les professeurs qui ont contribues à notre formation , ainsi qu'aux membres de jury pour avoir accepter d'honorer le jugement de ce travail .

## TABLE DES MATIERES

<b>Avant propos</b> .....	
<b>Introduction</b> .....	1
<b>Chapitre I: Présentation du bassin versant</b> .....	3
1.1 La situation géographique.....	3
1.2 Le climat.....	5
1.3 Conditions climatiques .....	8
1.3.1 Les précipitations.....	8
1.3.2 La température.....	11
1.3.3 Les vents.....	12
1.4 Etude morphologique.....	13
1.4.1 Caractéristique de forme.....	13
1.4.2 Le relief.....	14
1.5 Le réseau hydrographique.....	15
1.6 La géologie.....	17
<b>Chapitre II: Critique des pluies journalières maximales</b> .....	20
II.1 Introduction.....	20
II.2 Constitution de l'échantillon.....	20
II.3 Présentation théorique des tests de critique des pluies journalières maximale.....	22
II.3.1 Introduction.....	22
II.3.2 Test d'indépendance ( Wald - Wolfowitz ).....	22
II.3.3 Test de Mann - Withney.....	28

II.3.4 Test de Grubbs et Beck.....	29
II.4 Présentation des résultats et interprétation.....	32
II.4.1 Interprétation.....	33
II.5 Conclusion partielle.....	36
<b>Chapitre III: Analyse statistique des pluies journalières maximales.....</b>	<b>37</b>
III.1 Introduction.....	37
III.2 présentation théorique des différentes lois.....	37
III.2.1 Loi de Gumbel.....	37
III.2.2 La distribution Log - Normal.....	41
III.2.3 La distribution pearson type 3.....	43
III.2.4 La distribution Log - pearson type III.....	47
III.3 Choix de la lois d'ajustement adéquate et calcul des pluies journalières maximales.....	52
<b>Chapitre IV: Recherche d'une réaction pluies journalières maximale / paramètres.....</b>	<b>60</b>
IV.1 Introduction.....	60
IV.2 Présentation théorique de la méthode de régression multiple.....	61
IV.2.1 Principe de la méthode.....	61
IV.3 Présentation des paramètres qui sont susceptibles d'influencés les pluies journalières maximales.....	64
IV.3.1 La variable régionalisée.....	64
IV.3.2 Les facteur du relief.....	65
IV.3.2.1 Coordonnées Lambert.....	65
IV.3.2.2 L'altitude.....	65
IV.3.2.3 L'exposition.....	66
IV.4 Procédure et méthodologie de calcul.....	71
IV.5 Résultats de la régression multiple.....	73
IV.5.1 Première variante.....	73

A.1 Pluies journalières maximales quinquennales.....	73
A.2 Pluies journalières maximales décennale.....	75
A.3 Pluies journalières maximales cinquantennales et centennales.....	76
A.4 Validation de la première variante.....	78
IV.5.2 Deuxième variante.....	83
B1 Pluies décennales.....	83
B2 Validation de la deuxième variante.....	84
IV.5.3 Choix du variante.....	84
IV.6 Conclusion partielle.....	85
<b>Chapitre V: Cartographie.....</b>	<b>87</b>
V.1 Introduction.....	87
V.2 Méthode pour cartographie des quantiles.....	87
V.2.1 Choix de maillage.....	88
V.2.2 Définition d'un modèle numérique de terrain ( M.N.T ).....	88
V.2.3 Le modèle numérique de terrain dans la région d'étude.....	88
V.3 Interpolation des quantités des pluies décennales par la régression multiple.....	89
V.3.1 Cartographie automatique des quantiles.....	90
V.4 Interprétation et conclusion.....	91
<b>Conclusion générale.....</b>	<b>94</b>

ملخص

في هذا البحث حاولنا تحليل ظاهرة الامطار اليومية القهوية في حوض "السيبوز"، انطلاقاً من أسس التحليل الإحصائي والكمي، وبإستخدام الرسم الأوتوماتيكي للمناطق التي توصلت منها جيتك إلى تقييم مدى ارتباط الخبر الغيثي بالتمارين.

RESUME

IL est fait appel dans cette étude aux Techniques d'analyse (statistique et spatiale), en vue d'une approche quantitative et qualitative du phénomène des précipitations journalières maximales.

une méthodologie de cartographie automatique est présentée pour valoriser l'information pluviométrique en tenant compte des formes du relief.

ABSTRACT

The present work is devoted of the Technics of data analysis (statistic and spatial). For qualitative and quantitative the highest annual One day rainfall intensities phenomenon in Seybouse catchment.

The automatic mapping contribute to the valorisation of pluviometric data by analysis of relation on sheps between highest annual one day rainfall and the mains morphometrics parameters.



المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات  
BIBLIOTHEQUE — المكتبة  
Ecole Nationale Polytechnique

## INTRODUCTION

INTRODUCTION

المدرسة الوطنية المتعددة التقنيات  
المكتبة — BIBLIOTHEQUE  
Ecole Nationale Polytechnique

La précipitation est le principale apport du cycle hydrologique du bassin versant , elle est considérée comme un facteur capital qui détermine la végétation , la vie animal et l'activité humaine d'un milieu , ainsi elle est en relation directe avec le régime du cours d'eau .

Le projet de distribution d'eau , de protection contre les crues , de drainage urbaine et agricole sont des exemples illustrant le besoin d'analyse des données de précipitation .

L'évaluation des débits extrêmes représente l'un des problème les plus important dans la pratique , dont la connaissance des différents paramètres des pluies extrêmes représente la solution la plus appréciable .

Notre étude considérée comme une contribution à la répartition spatiale des pluies journalières maximales dans la totalité du bassin de la Seybouse .

Cette étude s'articule sur cinq parties :

- La première partie est consacrée à la connaissance du bassin versant , elle concerne les principales caractéristiques de ce dernier : géologiques , morphologiques , géographiques ainsi que le réseau hydrographique et pluviométrique .

- La deuxième partie est réservée pour la vérification des données pluviométriques en utilisant les différents tests de critique : ( indépendance ; homogénéité ) détection des valeurs anormales .

- Dans la troisième partie les pluies maximales journalières on fait l'objet d'une analyse statistique afin de choisir la loi la plus adéquate et qui ajuste la majorité des séries observées .

- L'utilisation de la méthode de régression multiple pour la recherche des relations avec les paramètres morphologiques et l'étude de variation spatiale des pluies de fréquences ( quinquennales , décennales et centennales ) , font l'objet du quatrième chapitre .

- En fin , dans une dernière phase , nous procédons à l'interpolation spatiale des quantiles des pluies journalières maximales décennales ( cartographie automatique ) en tenant compte du modèle de régression multiple et le modèle numérique de terrain de région ( la Seybouse ) .

## CHAPITRE I

### PRESENTATION DU BASSIN VERSANT

## CHAPITRE I

### PRESENTATION DU BASSIN VERSANT

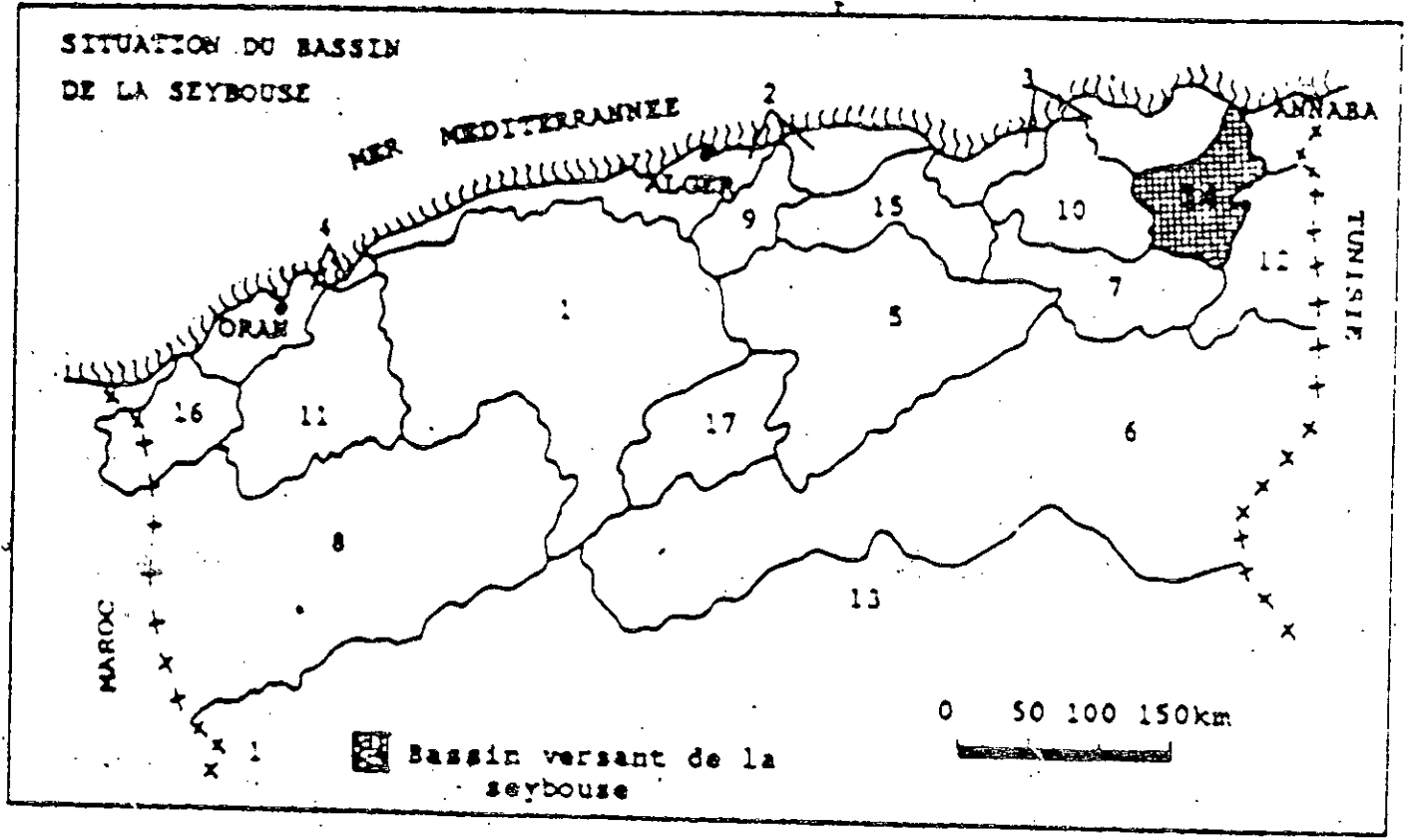
La Seybouse comme indique la figure.1 est situé dans l'est Algérien ; c'est un oued méditerranéen , né dans les hautes plaines semi arides sur les revers méridional de l'atlas Tellien . Il coule du sud au nord , il est continentale par sa naissance dans un milieu semi-désertique ; Atlasique d'influence montagnard par ses principaux affluents de rive droite et rive gauche , méditerranéen en fin dans son cours inférieur , la Seybouse et donc un oued bien singulier .

L'étude de cet oued comportera la description des différentes facteurs de régime au premier lieu la situation géographique .

#### I.1-LA SITUATION GEOGRAPHIQUE :

Le bassin de la Seybouse présente des ensembles naturels fort variés ; couvre un site de ( 6471 Km<sup>2</sup> ) ; l'oued Seybouse dont l'embouchure se trouve près de la ville d'Annaba , s'étend vers le sud sur une distance de ( 160 Km ) jusqu'au fin de l'atlas saharien , c'est dans son secteur moyen que le bassin atteint sa largeur maximale ( 120 Km ) du Djebel Ouahch ( source de l'oued Semendou à l'ouest ) , jusqu'à l'oued El Kebir de l'est ; il occupe la troisième place quant à la superficie après l'oued El Kebir du Rhumel et l'oued Medjerdah-Mellegue en territoire Algérien , au nord-est il n'est séparé de la Tunisie que par les territoires tributaires de l'oued Bounamoussa . Au sud, le bassin du haute Cherf qui n'est autre que celui du cours supérieur de la Seybouse , atteint les hautes plaines d'une altitude variant entre ( 800 m ) et ( 100 m ) ; ici les limites du bassin restent un peut indéfinies car les petits cours d'eau très irréguliers et divaguants pas encore une direction bien définie.

Au sud-ouest la limite du bassin correspond à la haute plaine des Sellaoua qui appartient seulement dans sa moitié nord au bassin de la Seybouse , vers le nord-



Fig( 1)

ouest , ce dernier est encore limitrophe du bassin de l'oued Boumerzoug par les monts des Ouled Rahman , par le Djebel El Djerb ( 1142 m ) et le massif calcaire du Djebel aumsettas ( 1326 m ) .

Plus au nord la limite passe par les Djebels El Haria , Djebel El doba , Settah El Meïda ( 1181 m ) , Kef El Asfar ( 1018 m ) et enfin Djebel Ouahch ( 1281 m ) . Pour former ensuite presque un angle , droit vers l'est , pour suivre un axe dirigé est-ouest appelé chaîne Numidique . Au niveau de ce dernier la limite du bassin de la Seybouse fait un coude vers la gauche et prend une direction nord-sud en passant à l'ouest du village de Nechmaya ; à l'est du lac Fetzara et remonte la ligne de crête du massif de lédough ( 1008 m ) .

Le bassin de la Seybouse est aussi enserré entre des bassins de moindre importance du lac ( Fetzara ) à l'ouest et de l'oued Bounamoussa à l'est .

## I.2-LE CLIMAT :

### Définition :

On appelle « climat » l'ensemble fluctuant des conditions atmosphériques caractérisé par les états et les évolutions du temps d'un domaine spatial déterminé , on aussi que le climat est l'état moyen de l'atmosphère de la terre à un endroit donné un intervalle de temps déterminé .

### Classification :

Une des première tentative pour classier les zones climatiques du monde a été étudiée par PIETKIEWICZ . il a divisé la terre en six macro-climat ; selon leur position sur le globe , se basant presque uniquement sur la latitude des régions ; il divisa ensuite ces zones en sous climats à partir des deux facteurs ; les précipitations et la température ; la division climatique d'après PEITKIEWICZ présentée à la figure ( 2 ) est la suivante :

ouest , ce dernier est encore limitrophe du bassin de l'oued Boumerzoug par les monts des Ouled Rahmân , par le Djebel El Djerb ( 1142 m ) et le massif calcaire du Djebel aumsettas ( 1326 m ) .

Plus au nord la limite passe par les Djebels El Haria , Djebel El doba , Settah El Meida ( 1181 m ) , Kef El Asfar ( 1018 m ) et enfin Djebel Ouahch ( 1281 m ) . Pour former ensuite presque un angle , droit vers l'est , pour suivre un axe dirigé est-ouest appelé chaîne Numidique . Au niveau de ce dernier la limite du bassin de la Seybouse fait un coude vers la gauche et prend une direction nord-sud en passant à l'ouest du village de Nechmaya ; à l'est du lac Fetzara et remonte la ligne de crête du massif de lédough ( 1008 m ) .

Le bassin de la Seybouse est aussi enserré entre des bassins de moindre importance du lac ( Fetzara ) à l'ouest et de l'oued Bounamoussa à l'est .

## **I.2-LE CLIMAT :**

### **Définition :**

On appelle « climat » l'ensemble fluctuant des conditions atmosphériques caractérisé par les états et les évolutions du temps d'un domaine spatial déterminé , on aussi que le climat est l'état moyen de l'atmosphère de la terre à un endroit donné un intervalle de temps déterminé .

### **Classification :**

Une des première tentative pour classifier les zones climatiques du monde a été étudiée par PIETKIEWICZ . il a divisé la terre en six macro-climat ; selon leur position sur le globe , se basant presque uniquement sur la latitude des régions ; il divisa ensuite ces zones en sous climats à partir des deux facteurs ; les précipitations et la température ; la division climatique d'après PEITKIEWICZ présentée à la figure ( 2 ) est la suivante :



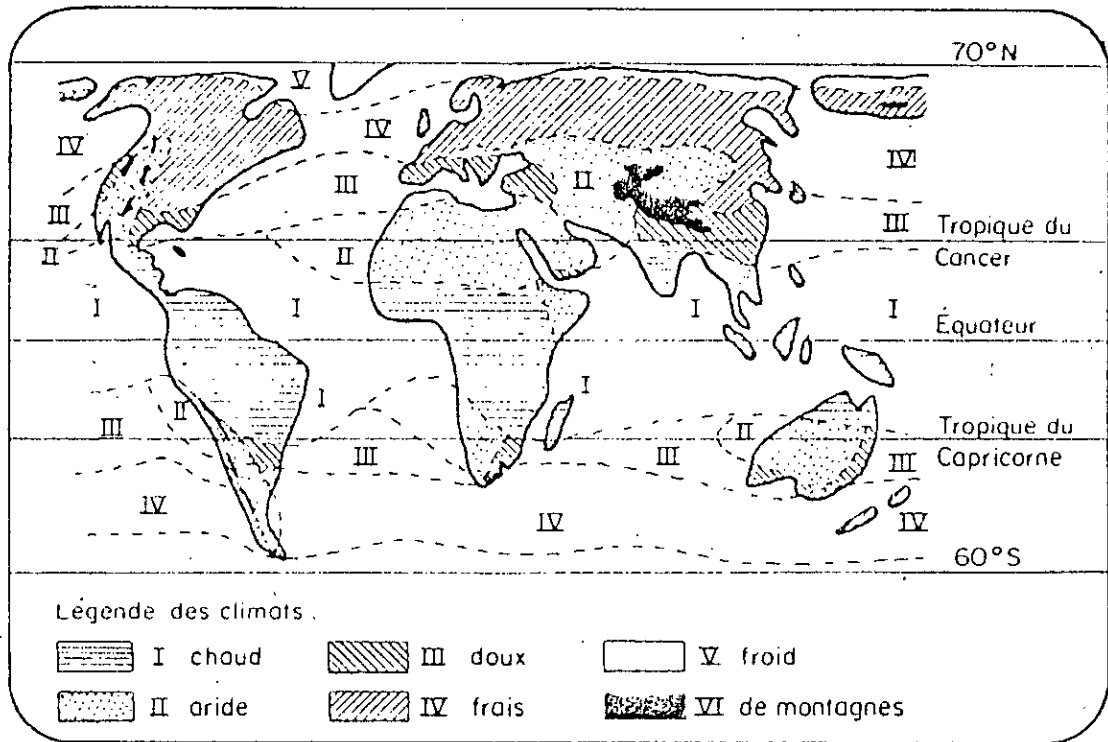


Fig. 2 — Répartition des zones climatiques sur la terre

(d'après Pietkiewicz)

-zone I : climat chaud comprenant la zone équatoriale , ce climat est caractérisé par une température moyen annuelle qui ne descend jamais sous 18°c .

On peut trouver trois types de climat :

- a. type équatorial
- b. type tropical
- c. type de mouson .

-zone II et zone III : zone situé le long des tropiques , avec des climats de type sec et tempéré , ces deux divisions sont caractérisées par des précipitations inadéquates. Dans la zone II on retrouve le désert ou il y a absence total d'eau ; et la stepe qui est une zone de transition entre le désert et le climat tempéré .

Dans la zone III on retrouve la mousson chinoise ou les hivers sont sec et les étés pourvus de la pluie abondante , et le type méditerranéen qui connaît l'inverse . une autre caractéristique de la zone III c'est la température moyenne annuelle qui n'est presque jamais inférieure à 6°c .

zone IV : régions à climat frais aux deux hémisphères : ici on retrouve deux sous-climats : le tempéré maritime caractérisé par un hiver doux et le continental avec un hiver plus rude .

-zone V : régions à climat froid situées près de pôle ; cette zone a trois types d'écosystèmes .

- a- tundra
- b- permafrost
- c- région montagneuse élevée

-zone VI : climat de montagne .

Le bassin de Seybouse est caractérisé par un climat méditerranéen qui appartient à la zone III .

### I.3- CONDITIONS CLIMATIQUES :

Les conditions climatiques plus que d'autres facteurs qui régissent l'écoulement fluvial ; jouent un rôle déterminant dans le régime d'un cours d'eau .

Parmi les facteurs climatiques qui conditionnent l'écoulement , on cite tout d'abord les précipitations :

#### I.3.1-Les précipitations :

##### Définition :

Les précipitations constituent un phénomène physique qui décrit le transfert d'eau , dans sa phase liquide ( pluie ) ou solide ( neige , grêle ) ; entre l'atmosphère et le sol .

La vapeur d'eau de l'atmosphère se transforme en liquide lorsqu'elle atteint le point de rosée , soit par refroidissement , soit par augmentation de la pression . Ce changement est occasionné par un des phénomènes suivants :

- condition thermique lorsqu'une masse d'air est en contact avec une surface plus froide ;
- changement soudain de pression atmosphérique produit à l'approche d'un cyclone ;
- élévation de la masse d'air par processus adiabatique ;
- mélange de deux masses d'air ayant des températures différentes .

##### A-Types de précipitations :

Les précipitations atmosphériques peuvent être classées en trois types différents:

### A.1- Précipitations cycloniques :

Ce type de précipitation est associé aux surfaces de contact entre les masses d'air de température et d'humidité différentes . A l'endroit où ces masses d'air se rencontrent ( région de convergence ), de gigantesque tourbillons se produisent et les masses les plus chaudes et plus humides , donc les plus légères , sont énergiquement poussées en altitude . Il en résulte un refroidissement adiabatique et une condensation . Généralement ; le phénomène cyclonique produit des précipitations importantes et prolongées . Les étapes de formation d'un cyclone peuvent être visualisées en figure(3).

### A.2- Précipitations de convection :

Par temps calme , lorsque l'air , saturé ou non , au voisinage du sol est chauffé par la radiation solaire , des masses d'air se dilatent et s'élèvent . Au cours de leur ascension , elles se refroidissent adiabatiquement et atteignent leur point de condensation . La durée de ce type de précipitation est assez courte , moins d'une heure , mais son intensité est très grande .

### A.3- Précipitation orographiques :

Lorsque les vents chargés d'humidité , soufflant ordinairement des océans vers la terre ; abordent une zone montagneuse , les masses d'air humide ont tendance à s'élever et la détente qui en résulte produit un refroidissement adiabatique .

## B- Les précipitations dans le bassin de Seybouse :

En effet ; les précipitations qui sont de loin les plus importantes agissent directement dans l'alimentation pluviale de la Seybouse .

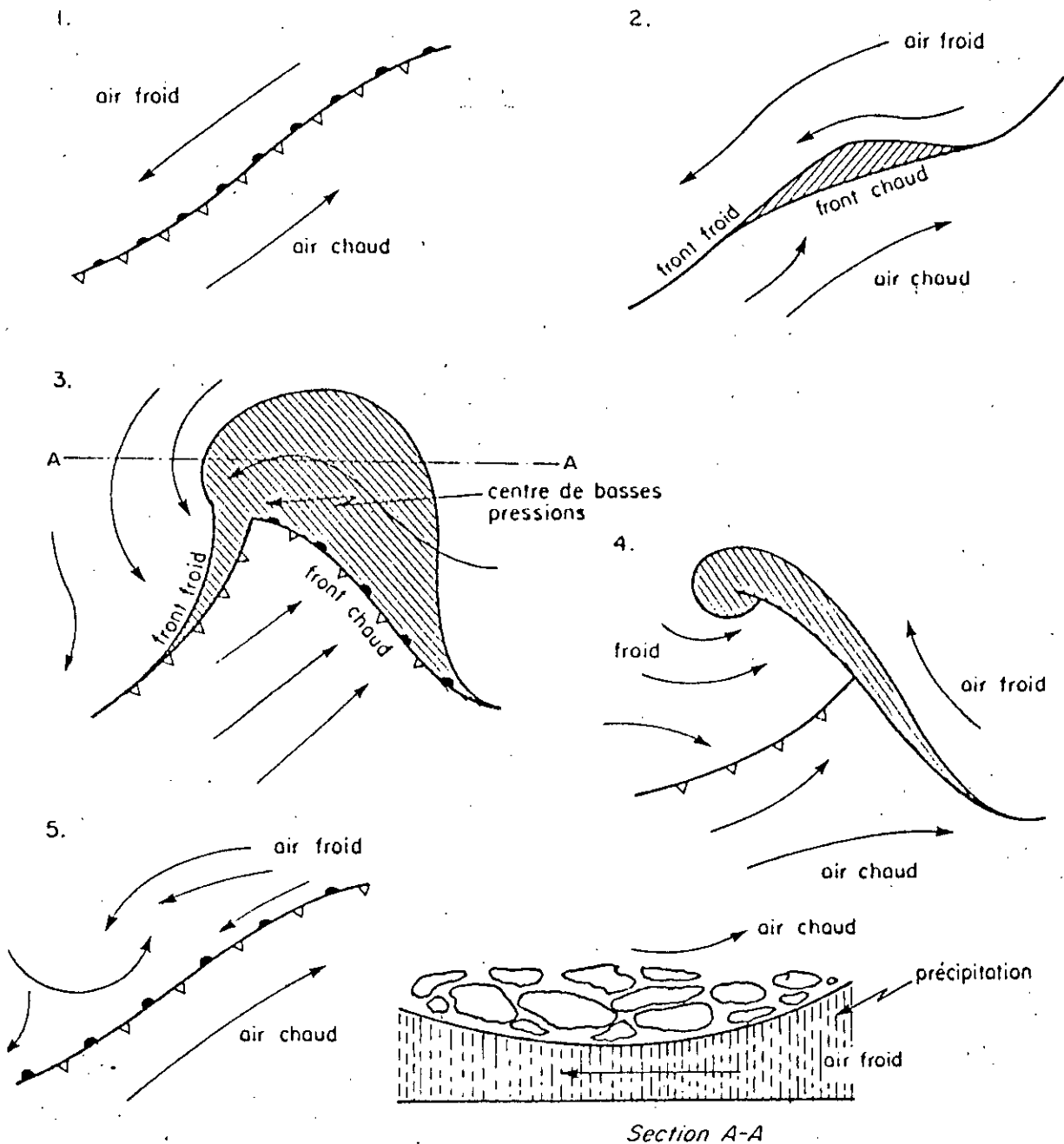


Fig.3 — Formation d'un cyclone

Le bassin de la Seybouse présente diverses zones pluviométriques bien distinctes.

### B.1- Au nord :

Une zone pluviométrique relativement homogène qui dépasse ( 900 mm ) et qui correspond à la plaine d'Annaba .

### B.2- Au centre :

Au centre du bassin le cloisement du relief entraîne une mosaïque de climats locaux , cet ensemble de dépression ( Guelma , Bouchegouf , Oued Zenati ) introduit des écarts marqués dans la pluviométrie moyenne indépendamment de l'altitude ou de la distance à la mer ( 602 mm ) à la station de Ain Berda , ( 530 mm ) à la Guelaat Boumba .

Dans le grand ensemble qui est l'Atlas Tellien , la pluviométrie est entre (600 mm) et ( 700 mm ) couvre tout le Djebel Mahouna et la haute Bouhamdane .

### B.3- Au sud :

Au sud de l'Atlas Tellien la répartition des pluies apparaît comme homogène, ce sont les hautes plaines qui s'individualisent par un climat méditerranéen continentale plus sec cernées par l'isohyète ( 500 mm ) .

### I.3.2- La température :

Pour bien décrire le facteur température dans la Seybouse . on désigne les deux saisons thermiques suivantes :

### A- Saison chaude :

Elle est marquée par l'augmentation générale de la température dans le bassin. Les maximums absolus sont partout élevés en juillet , particulièrement à l'aval et l'amont du bassin , ( 46° ) à Annaba , ( 34,9 ° ) à Ain Berda , ( 35,6° ) à Guelma .

Les moyennes minimales sont ( 15,4° ) à Annaba , ( 19,9° ) à Ain Berda , ( 19,8° ) à Guelma , ( 15,1° ) à Sedrata .

### B- Saison froide :

Elle est caractérisée par des moyennes mensuelles inférieures à ( 17° ) de novembre à avril avec un minimum en janvier ; la décroissance de valeur thermique vers le sud s'explique par la continentalité et l'altitude . Sedrata ( 800 m ) enregistre ( 5,3° ) en janvier , Guelma ( 230m ) d'altitude et ( 64 km ) de littoral enregistre ( 10,5° ) , Ain Berda ( 76 m ) et ( 35 km ) de la cote enregistre ( 11,9° ) , Annaba ( 3m ) observe ( 11,8° ) .

La moyenne minimale mensuelle varie entre ( 0,3° ) à ( 3,3° ) dans la plaine littorale et la haute plaine de Sedrata et ( 8,4° ) sur l'Atlas Tellien et la chaîne Numidique , pendant les trois mois consécutifs décembre , janvier , février .

Les minima absolus observées jusqu'à ( -6,3° ) à Sedrata en décembre et ( 2° ) à Annaba en mars .

### I.3.3- Les vents :

Le vent est un des éléments les plus caractéristique du climat , malheureusement il est un de ceux dont l'observation et l'étude rencontre le plus de difficultés . Dans le bassin de la Seybouse on possède deux stations anémométriques, celle de Seraïdi dominant Annaba et la seconde de L'aéroport ( les Salines ) . La

première station fonctionne depuis novembre 1950 . Tandis que la deuxième est en service depuis 1942.

Le vent le plus dominant sur le bassin est celui qui traverse perpendiculairement l'Atlas Saharien et l'Atlas Tellien , et qui se réchauffe par compression adiabatique sur les versants descendant , ce vent dit « Siroco » est chaud et desséchant , souffle plus souvent dans le nord , particulièrement sur la zone littorale , caractérisé par des fortes précipitations . Ce vent abaisse fortement l'humidité relative et augmente rapidement l'évaporation .

#### **I.4- ETUDE MORPHOLOGIQUE :**

##### **Introduction :**

Les traits morphologies qui caractérisent les vallées actuelles du bassin de la Seybouse sont le résultat d'une évolution au quaternaire et qui continue à l'heure actuelle . Comme le bassin ne correspond pas à proprement parler à une région naturelle homogène , plusieurs types de glacis et terrasses se dégagent d'amont en aval . Ces derniers montrent la complexité morphologique et tectonique du secteur . On a pu constater la discontinuité des terrasses tout le long de la Seybouse qui traverse trois domaines hydroclimatiques et morphologiques différentes , où l'oued rencontre soit des dépressions comme celle de Guelma , soit des vallées basses .

##### **I.4.1- Caractéristique de forme :**

La forme d'un bassin est la configuration géométrique telle que projetée sur un plan horizontal .

Pour déterminer la forme du bassin de la Seybouse on a utilisé le coefficient de compacité .

##### **Coefficient de compacité :**

c'est le rapport entre le périmètre du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin .



$$K_c = \frac{P}{2 \pi R}$$

$$A = \pi R^2$$

$$R = \frac{\sqrt{A}}{\pi}$$

$$K_c = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

ou P et A sont respectivement le périmètre et la superficie du bassin ;  
 $K_c$  : l'indice de compacité .

cet indice est égale à 1 pour un bassin circulaire et croit d'autant plus que la compacité diminue . c'est du bassin versant de la seyhouse ou  $K_c = 3,34$  .

#### I.4.2- Le relief :

Le relief est un facteur essentiel ; il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains , l'infiltration ; et l'évaporation . C'est un élément capital dans le comportement hydrologique d'un bassin .

Pour la description du relief on distingue trois régions différentes :

##### *La bassin de la haute Seyhouse :*

Caractérisé par des chaînons septentrionaux constituent une succession d'anticlinaux , et de cuvettes synclinales .

##### *La moyenne Seyhouse :*

Constitue la zone la plus troublée du bassin ; caractérisé par des plissements qui sont des anticlinaux de direction SE-NE ; ou le relief présente une dissymétrie générale .

### La basse Seybouse :

Le relief est caractérisé par la ligne Mechroha ; Djebel Nador ; Djebel Aoura ; la chaîne Numidique d'orientation E-O et les plissements Atlassique qui pénètrent dans la chaîne Tellienne .

### I.5- LE RESEAU HYDROGRAPHIQUE :

Le réseau hydrographique est composé d'un cours d'eau principal et d'une série de tributaires , dont les ramifications s'étendent vers les parties les plus hautes du bassin versant .

Dans cette étude nous pouvons distinguer en allant du sud vers le nord trois zones principales .

#### A- Le bassin de la haute Seybouse :

Dans cette région le réseau hydrographique est assez simple dans son ensemble . Les différents oued et leurs affluents convergent tous vers « Moulin Rouchefort » .

Les autres au nord des Chebka vers l'oued Mgaïbsa , ou l'oued Cherf a réalisé sa capture par érosion régressive à travers le Tell méridional . Pour récupérer les eaux des hautes plaines sans écoulement vers la mer . Plusieurs oued drainent aujourd'hui ces grands espaces .

A l'est l'oued Tiffech qui réuni avec l'oued Hamimine , au sud-ouest de Sedrata et donnent l'oued Cherf , qui passe au pied du Djebel Zouabi pour atteindre la cluse de Moulin Rouchefort , vient ensuite l'oued Ain Snob qui prend sa source aux points plus éloignés de l'embouchures de la Seybouse .

Les affluents sont alimentés par les petits cours d'eau qui descendent du Djebel Sidi Rghis ( 1635 m ) . au nord d'Oum El Bouaghi et du flanc et la chaîne des Chebka , ce sous bassin du Moulin Rochefort en forme « d'entonnoir » constitue la majeure partie de la haute Seybouse

Tout a fait à l'oued Mgaïbsba draine toute la plaine des Selloua les débits de ces petits oueds sont faibles , parfois nul en période estivale . Au moment des pluies , ces oueds se gonflent démesurément et changent souvent de lits , leurs pente est faible ceci explique les captures par recul de tête de la Seybouse à la limite du Tell et des hautes plaines , de Seybouse et de Tamlouka .

### **B- Le bassin de la moyenne Seybouse :**

C'est une région montagneuse formée d'une chaîne imposante au relief accidenté, L'orientation généralement est O.S.O-E.N.E . sa largeur moyenne variée environ 25 à 30 km . Ce bassin est enserré entre les hautes plaines au sud et la chaîne Numidique au nord . Seul le versant sud de cette dernière est partie tributaire de la Seybouse . Les oueds du bassin septentrional sont directement dépendant de la Méditerranée . Ici l'oued Cherf a difficilement ouvert son chemin et il est souvent encaissé dans des gorges profondes .

Le secteur de la moyenne Seybouse constitue la partie essentielle du bassin , quatre artères maîtresse principales qui correspondent aux quatre sous bassins , draine ce vaste territoire de la moyenne Seybouse .

L'oued Cherf orienté Nord-sud , l'oued Bouhamdane formé par la jonction de l'oued Sabah et qui se jette dans la Seybouse à Medjez Amar .. , L'oued Cherf et l'oued Bouhamdane sont les deux principaux affluents qui forment la Seybouse à Medjez Amar après avoir traversé le bassin de Guelma de 25 km de longueur . L'oued débouche dans une autre plaine c'est la dépression de Bouchegouf .

### C- Le bassin de la base Seybouse :

Dans cette zone l'oued Seybouse se fraie sa voie entre Bouchegouf et Dream de direction sud-nord , à travers la zone septentrionale . Dans ce secteur terminal , la Seybouse reçoit de l'ouest , l'oued Ressoul , un affluent assez dynamique qui draine une région humide constituée surtout de Flych de Ain Berda et de nombreux Chabets temporaires avant d'arriver à la mer , et sa sortie du massif gresseux . La Seybouse a déposé sur deux rives des couches importantes d'alluvions quaternaires jusqu'à l'oued Bounamoussa , dans ce secteur la Seybouse décrit près de Dream des méandres avec capture et bras mort , ainsi l'actuel Khelidj du Khamissa serait un ancien bras de la Seybouse .

### I.6- LA GEOLOGIE :

Le bassin de la Seybouse s'étend sur quatre grandes unités géologiques orientées sud-ouest , nord-est .

#### \* L'Atlas Saharien :

C'est une succession des synclinaux occupés par un matériel miocène , pliocène et quaternaire . Ainsi que d'anticlinaux affectant des marnes et calcaires du crétacé .

Entre ces structures , il existe des masses d'argile , de gypse broyé et de calcaires .

#### \* L'Atlas Tellien :

Il correspond à un ensemble constitué de marnes , de marno-calcaire , et de calcaires du crétacé inférieur très tectonisé . Cette chaîne se présente comme une unité très complexe .

#### \* La chaîne Numidique :

C'est une vaste nappe de charriage d'argiles et degrés agligocènes . Elle est venue sur une autre nappe de charriage antérieur constituée de marne et calcaires

marneux crétacés et éocènes qui apparaissent par endroit , la rencontre de ces nappes de charriage venues du nord avec la formation déjà en place ( calcaire du crétacé inférieur ) a donné un aspect très tectonisé à la région .

### **\* Le Massif de l'Edough :**

Il forme un anticlinal dont l'axe orienté S-W , N-E se situe au voisinage de la ligne des crêtes .

Il correspond exactement aux affleurements actuels des formations cristallophylliennes comprennent des schistes ; des micaschistes et des gneiss , ainsi que des calcaires .

Entre la chaîne Numidique et le massif de l'Edough , viennent s'entasser sur plusieurs centaines de mètres des formations argilo-gréseuse et marneuses reposant sur un substratum de « Flych » Numidien et qui constitue la plaine de la base Seybouse , la haute Seybouse présente une assise continue dans les formations géologiques .

L'Atlas Tellien et la chaîne Numidique formant la moyenne Seybouse , sont constitués d'un ensemble montagneux très disséqué et accidenté par une tectonique intense . Les couches géologiques sont très fracturées , entre ces deux chaînes . Le bassin d'effondrement de Guelma rempli de dépôt miocènes et d'alluvions quaternaire, renferme une nappe alluviale . La plaine ouest d'Annaba fait partie du vaste fossé , d'effondrement comblé par des sédiments pliocène et quaternaires qui renferme deux niveaux aquifères aux potentialités énormes .

### **1.7- RESEAU PLUVIOMETRIQUE :**

La consultation du fichier des stations nous a permis de constater d'une part , une hétérogénéité remarquable des différentes séries ( présences des lacunes importantes ) et d'autre part nous a mené à distinguer deux séries pluviométriques différentes :

- Une période d'observation longue à partir de 1947 qu'on appelle série pluviométrique standard , elle s'avère plus au moins homogène ou il y a moins de lacune .
- Une série pluviométrique récente à partir de 1968 caractérisé par un vide relatif .

L'insuffisance des stations pluviométriques dans le réseau , et leurs répartitions spatiales présente une des lacunes les plus importantes dans la mesure des précipitations .

**CHAPITRE II**

**CRITIQUE DES PLUIES  
JOURNALIERES  
MAXIMALES**

## CHAPITRE II

### CRITIQUES DES PLUIES JOURNALIERES MAXIMALES

#### II.1- INTRODUCTION :

Quelque soit le soin apporté à la collecte et au traitement des données il existe toujours des erreurs , ces dernières peuvent être dus au changement d'appareillage ou à une modification partielle conduisant à utiliser un pluviomètre avec éprouvette qui ne lui correspond pas . Ceci entraîne systématiquement des perturbations dans les séries d'observations ; d'autre parts , le changement de toponyme de certaines station engendre des erreurs monumentales , sans oublier la négligence des observateurs qui peuvent être à l'origine des erreurs grossières .

D'autre sources d'anomalies viennent aussi de la modification progressive de l'environnement .

#### II.2- CONSTITUTION DE L'ECHANTILLON :

Pour effectuer une étude sérieuse des pluies journalières maximales dans la région de la Seybouse nous avons rassemblé toutes les données disponibles à l'ANRH « Agence Nationale de Ressources Hydrauliques » .

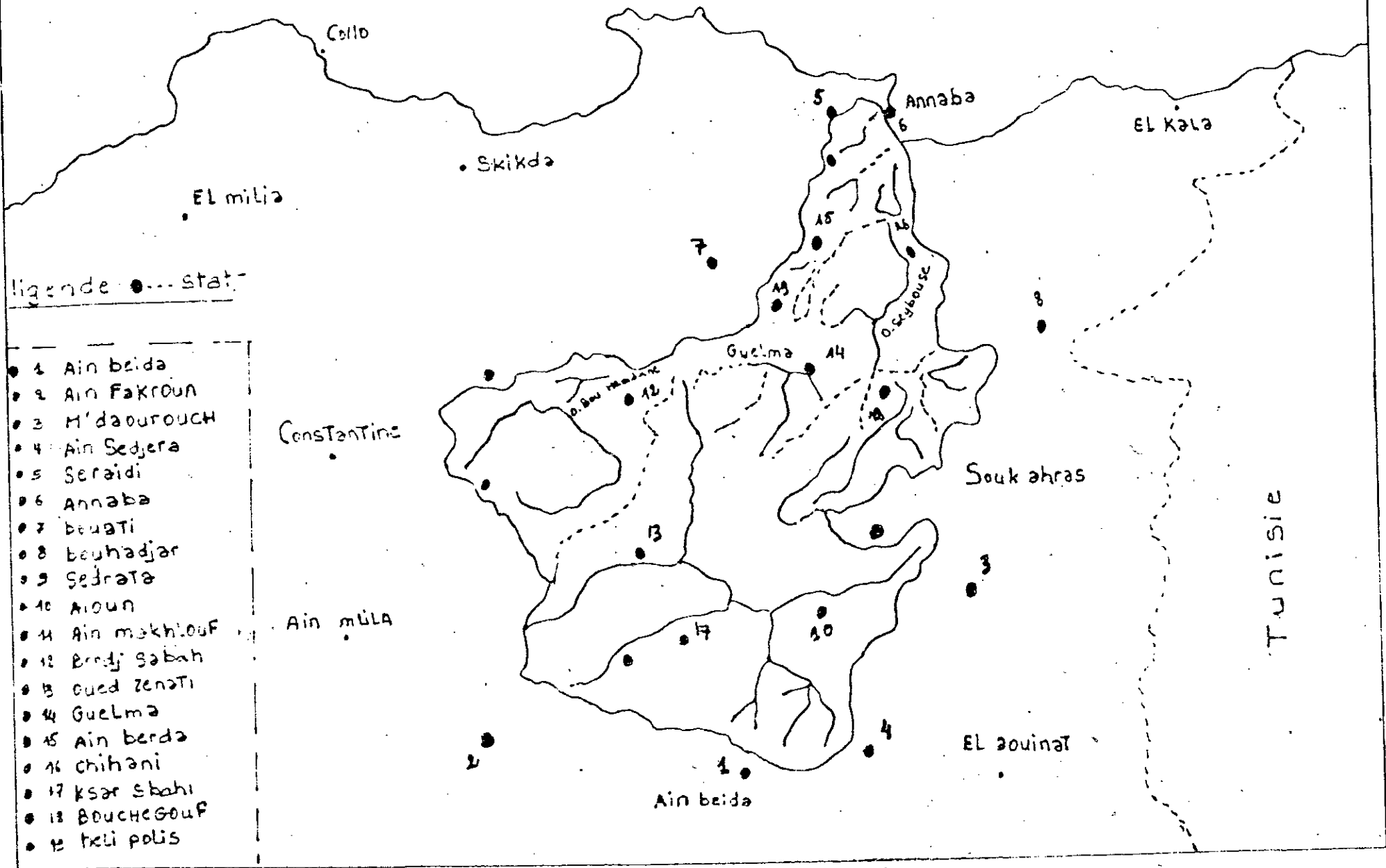
Nous avons confronté ces dernières aux fichiers originaux de l'ensemble des stations .

Parmi les 33 stations pluviométriques existantes dans le bassin , nous avons retenue 11 stations ayant une bonne répartition et une durée de fonctionnement supérieure à 10 ans .

D'autres stations ont été choisies aux alentours du bassin versant pour voir une meilleur répartition .



# Bassin de la Seybouse Fig N° 11



## II.3- PRESENTATION THEORIQUE DES TESTS DE CRITIQUE

### DES PLUIES JOURNALIERES MAXIMALES :

#### II.3.1- Introduction :

Même si le recueil des données a été fait de façon satisfaisante, la garantie de qualité avant l'utilisation, ne peut être acquise qu'au prix d'un minimum d'opérations de contrôle.

Le premier acte qui s'impose est donc la détection et la correction des erreurs d'observation. Quand un relevé original contient à ce sujet trop d'erreurs significatives, il est généralement jugé préférable de le rejeter.

Nous essayons dans ce chapitre de vérifier la qualité de l'information pour éventuelle correction en utilisant les méthodes non paramétriques suivantes :

- Le test de Wald-Wolfowitz pour la vérification d'indépendance des observations au sein d'une série :
- Le test de Mann-Whitney pour la vérification de l'homogénéité des séries.
- Le test de Grubbs et Beck pour la détection des points singuliers.

Ces tests sont habituellement utilisés pour les variables extrêmes et leur résultats sont donnés par le logiciel H-F-A.

#### II.3.2- Test d'indépendance (Wald - Wolfowitz) :

Pour qu'une série d'observation puisse faire l'objet de traitements statistiques, il faut que ses individus soient indépendants, c'est-à-dire que aucune observation appartenant à l'échantillon ne devrait influencer l'observation suivante ; en d'autres termes, les observations ne devraient pas être corrélées entre elles.

Soit  $y_1 ; y_2 ; y_3 ; \dots ; y_n$  les termes de la série étudiée ; le test de Wald-Wolfowitz considère la valeur statistique  $R$ , qui est calculée comme suit :

Les caractéristiques des stations sélectionnées sont illustrées dans le tableau(2.1).

Tableau.2.1

## Caractéristiques des Stations

Nom de Station	Coordonnée Lomber		Altitudes	Nombre d'Observation
	X	Y	Z	
Aioun Semara	922,5	381,30	740	21
Ain Beida	923,75	287,70	993,00	63
Oued Zenati	901,00	344,50	620	11
Ain Makhlouf	908,8	337,4	830	14
Ain Fakroun	876,60	305,50	900	66
Sedrata	934,93	324,80	796	36
Ain Sedjera	941,00	248,55	1020	28
M'daourouch	960,95	320,60	875	37
Ksar Sabah	910,50	319,00	860	21
Bordj Sabah	889,10	355,00	520	13
Seraidi ex Bugeaud	942,60	421,40	900	33
Annaba Marche	951,20	411,50	35	46
Heliopolis	925,15	366,85	280	24
Bouati Mahmoud ex Galli	913,80	375,50	87	17
Guelma	923,80	362,20	250	66
Chihani	954,90	383,70	61	50
Bouchegouf	949,20	362,40	100	34
Bouhadjar	357,00	339,50	300	44
Ain Berda	937,30	383,20	130	32

$$R = \sum_{i=1}^{N-1} x_i x_{i+1} + x_1 x_N \quad N \text{ étant le nombre d'observations}$$

$$x_i = y_i - \bar{y} \quad \text{et} \quad \bar{y} \text{ étant la moyenne de la série}$$

R suit une loi normale de moyenne et de variance :

$$\bar{R} = \frac{(S_1^2 - S_1)}{(N-1)}$$

$$\text{Var}(R) = \frac{(S_2^2 - S_4)}{(N-1)} - \bar{R}^2 + \frac{(S_1^4 - 4S_1^2 S_2 + 4S_1 S_3 + S_2^2 - 2S_4)}{(N-1)(N-2)}$$

$$S_i = N \cdot m_i \quad m_i : \text{étant le moment d'ordre } i,$$

le test se ramène au calcul de la quantité :

$$U = \frac{(R - \bar{R})}{(\text{Var}(R))^{1/2}}$$

Si  $\alpha_0$  est le niveau de signification du test ; U doit être comparé à  $U\alpha_0/2$   
(variable réduite correspondant à une probabilité d'excédence  $\alpha_0/2$ ).

- Si  $|U| < 1,96$  l'hypothèse d'indépendance est acceptée à 5% de signification.
  - Si  $1,96 < |U| < 2,57$  l'hypothèse d'indépendance est rejetée à un seuil de signification de 5% mais acceptée à 1%.
  - Si  $|U| > 2,57$  l'hypothèse d'indépendance est rejetée à 1% de signification.
- ( Voir tableau.2.2 , exemple.1 ).

Tableau.2.2

Exemple.1: Application du test Wald-Wolfowitz à la station de Bouati Mahmoud

ex Galli .

Année	$P_{j \max}$	$X_i = P_{j \max} - \text{Moy}$	$X_i \cdot X_{i+1}$	$X_i^2$	$X_i^3$	$X_i^4$
1954	37	-15,93	182,08	253,76	-4042,47	64396,62
1955	41,5	-11,43	-92,24	130,64	-1493,27	17068,09
1956	61	8,07	-130,98	65,12	525,5	4241,25
1968	36,7	-16,23	51,29	263,41	-4275,14	69386,35
1969	66	-3,16	59,82	9,99	99,71	99,71
1970	34	-18,93	-285,28	358,34	-6783,47	128411,07
1971	68	-15,07	-11,00	227,10	-133,1	51576,63
1972	52,2	-0,73	7,32	0,533	-0,389	0,284
1973	42,9	-10,03	157,77	100,60	-1009,03	10120,54
1974	37,2	-15,73	357,54	247,43	-3892,12	61223,04
1975	30,2	-22,73	-1013,08	516,65	-11743,52	266930,22
1976	97,5	44,57	-910,56	1986,48	88537,64	3946122,2
1977	32,5	-20,43	227,39	417,38	-8527,1	174210,15
1978	41,8	-11,13	336,46	123,876	-1378,74	15345,49
1979	22,7	-30,23	161,12	913,853	-27625,8	835127,12
1980	47,6	-5,33	81,18	28,41	-151,42	807,065
1981	37,7	-15,23	-14,77	231,95	-3532,6	53802,14
1983	53,9	0,97	11,03	0,9409	0,913	0,885
1984	64,3	11,37	-189,03	129,28	1469,88	16712,52
1985	36,3	-16,63	160,15	276,56	-4599,14	76483,72
1986	43,3	-9,63	315,19	92,737	-893,06	8600,132
1987	20,2	-32,73	-192,13	1071,25	-35062,1	1147582,7
1989	58,8	5,87	198,82	34,456	202,26	1187,28
1990	86,8	33,87	2542,62	1147,18	38854,88	1316014,8
1991	128	75,07	4734,66	5635,50	423057,35	31758915
1992	116	63,07	-1130,85	3977,82	250881,42	15823090
1993	35	-17,93	285,62	321,485	-5764,22	103352,54

Taille N =	27	
Moy =	52,93	Moyen de l'échantillon
R =	5900,14	Statistique du test
$S_1 =$	-16,24	$S = N^r \cdot m^r$ : $m^r$ étant le moment d'ordre r
$S_2 =$	18562,777	
$S_3 =$	656522,914	
$S_4 =$	$796605,63 \cdot 10^4$	
Moy ( R )	-703,81	Moyen de la statistique R
Var ( R )	13297472,76	Variance de la statistique R
U =	1,811	$U < 1,96$ donc accepté l'indépendance à 5% de signification

**II.3.3- Test de Mann - Withney :**

L'étude des séries d'observations met parfois en évidence des changements de valeurs qui surviennent brusquement et se maintiennent ultérieurement ou qui se traduisent par une modification progressive mais systématique de ces valeurs ; on dit alors que ces séries ne sont pas homogènes .

Pour le statisticien , une série de données est dite homogène si les propriétés statistiques de l'erreur de mesure affectant ces données sont restées invariables au de la période d'observation .

L'application de ce test se fera entre deux sous-séries construites à partir de l'échantillon global .

Ce dernier consiste à diviser la série de taille  $N$  en deux échantillons de taille  $P$  et  $Q$ , tel que  $P \leq Q$  ;  $P$  et  $Q > 3$  ,  $N > 20$  .

Après avoir classer l'échantillon global de taille  $N = P + Q$  par ordre croissant on affecte à chaque valeur un rang en suite on calculera les quantités :

$$V = R - P.(P + 1)/2 .$$

$$W = P.Q - V .$$

tel que  $R$  : est la somme des rangs des éléments du premier sous-échantillon dans la série cumulée .

La statistique ( $U$ ) de Mann-Withney suit une loi normal de moyen et de variance :

$$\bar{U} = P \cdot Q / 2$$

$$Var(U) = \left[ \frac{P \cdot Q}{N(N-1)} \right] \cdot \left( \left[ \frac{N^3 - N}{12} \right] - \sum T \right)$$

$$\text{et } T = (J^3 - J) / 12$$

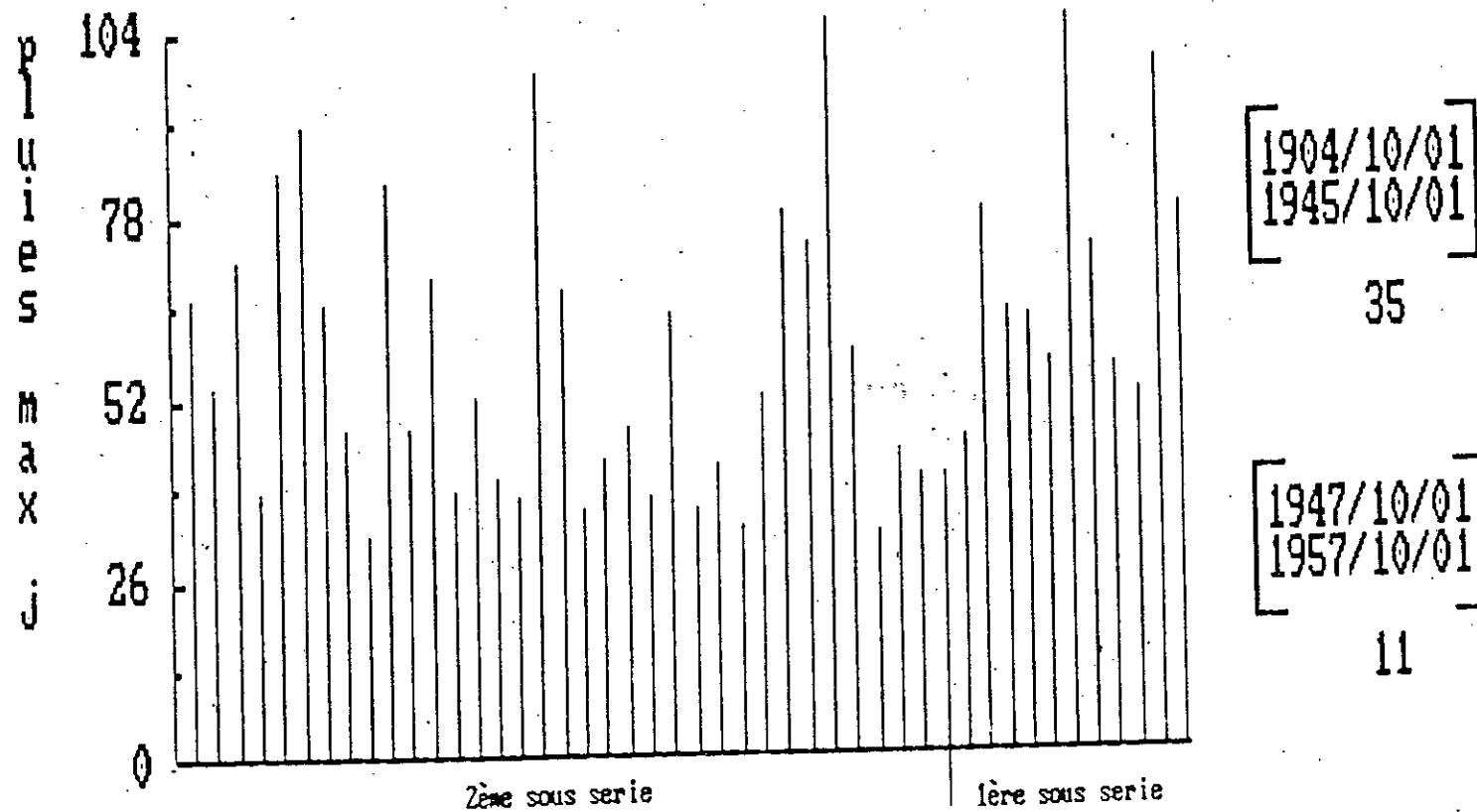
Tableau.2.3

Exemple.2 : Application du test Mann - Withney à la station de Annaba-Marche .

Année	$P_{j,max}$	Rang	Année	$P_{j,max}$	Rang
1912	31,50	01	1951	56,20	25
1935	31,6	02	1934	58,1	26
1929	32,7	03	1950	62,50	27
1922	35,50	04	1949	63,40	28
1927	35,8	05	1926	63,4	29
1919	36,80	06	1910	65,00	30
1925	37,50	07	1904	65,00	31
1916	38,00	08	1921	67,00	32
1907	38,00	09	1915	68,7	33
1918	39,90	10	1906	71,5	34
1945	40,00	11	1953	72,00	35
1944	40,00	12	1932	72,7	36
1928	41,4	13	1957	77,5	37
1923	42,90	14	1931	77,80	38
1936	34,6	15	1948	78,00	39
1947	45,00	16	1913	82,40	40
1911	47,00	17	1908	84,00	41
1924	47,00	18	1909	90,00	42
1914	47,4	19	1920	96,90	43
1917	51,30	20	1956	98,00	44
1955	52,00	21	1952	104,5	45
1930	52,00	22	1933	104,6	46
1905	53,60	23			
1954	55,00	24			

Taille N =	46	Taille de l'échantillon total
P =	11	Taille du plus petit sous-échantillon
Q =	35	Taille du plus grand sous-échantillon
R =	287	Somme de rangs du plus petit sous-échantillon
V =	221	$V = R - P(P + 1) / 2$
W =	98	$W = P \cdot Q - V$
statistique U	98	U = plus petit des termes V et W
Moy ( U ) =	192,5	
Var ( U ) =	1507,65	
U =	-2,43	U > 1,96 donc hypothèse d'homogénéité est rejetée
$\alpha_0 =$	5%	Test de signification

Graphique du test de man withney  
Station d'annaba marche



Fig(2)



tel que la statistique  $J$  est le nombre d'observation à un rang donné ; dans le cas où la série contient plusieurs valeurs similaires, le test se ramène au calcul de la quantité :

$$|U| = \left| \frac{u - \bar{u}}{\text{Var}(u)^{1/2}} \right| ; \quad u = \text{INF}(V, W)$$

Si  $\alpha_0$  est le niveau de signification du test ,  $U$  doit être comparé à  $U\alpha_0/2$  (variable réduite correspondant à une probabilité d'excédence  $\alpha_0/2$  ) .

- Si  $|U| < 1,96$  : l'hypothèse d'homogénéité est acceptée à 5% de signification .
- Si  $1,96 < |U| < 2,57$  : l'hypothèse d'homogénéité est rejetée à une signification de 5% mais acceptée à 1% .
- Si  $|U| > 2,57$  : l'hypothèse d'homogénéité est rejetée à 1% de signification .  
( Voir tableau.2.3 , exemple.2 ) .

#### II.3.4- Test de Grubbs et Beck :

Ce test a pour but de mettre en évidence les points singuliers de la série d'observation , ce test nécessite le calcul des deux valeurs suivantes :

$$X_h = \exp ( x + K_N \cdot S )$$

$$X_l = \exp ( x - K_N \cdot S )$$

$x$  et  $S$  sont la moyenne et l'écart type des logarithmes népérien des éléments constituant l'échantillon

$K_N$  : étant la statistique du test , elle est tabulée pour des tailles et des niveaux de signification différents . Au niveau de signification 10% ; l'approximation polynomiale suivant à été proposée par PILON ( 1985 ) :

$$K_N = -3,62201 + 6,28446 \cdot N^{1/4} - 2,49835 \cdot N^{1/2} + 0,491436 \cdot N^{3/4} - 0,037811 \cdot N$$

En appliquant le test de Grubbs et Beck, toutes les valeurs de l'échantillon supérieures à  $X_h$  ou inférieures à  $X_l$  sont considérées comme points singuliers.

(Voir tableau.2.4, exemple.3).

Tableau.2.4

Exemple.3: Application du test de Grubbs et Beck à la station de Ain Beida.

Année	$P_{j\max}$ (mm)	$LN(P_{j\max})$	Année	$P_{j\max}$ (mm)	$LN(P_{j\max})$
1931	13,00	2,5649	1927	31,00	3,4339
1923	17,00	2,8332	1914	31,40	3,4468
1930	18,40	2,9124	1948	33,40	3,5086
1952	18,50	2,9177	1925	33,50	3,5115
1937	19,50	2,9704	1913	34,00	3,5264
1968	22,00	3,0910	1969	35,00	3,5553
1941	22,50	3,1135	1942	35,50	3,5695
1924	22,50	3,1570	1971	36,50	3,5973
1951	23,60	3,1612	1935	37,00	3,6109
1917	24,00	3,1780	1976	34,10	3,6136
1910	24,00	3,1780	1945	38,00	3,6379
1915	24,40	3,1946	1933	38,00	3,6375
1922	24,50	3,1987	1993	38,30	3,6454
1973	25,00	3,2189	1988	40,00	3,6889
1985	25,00	3,2189	1918	41,00	3,7136
1946	25,30	3,2308	1989	41,00	3,7136
1970	25,60	3,2426	1928	41,60	3,7281
1961	26,00	3,2581	1947	44,00	3,7841
1944	26,50	3,2771	1911	44,00	3,7841
1926	27,00	3,2958	1967	45,50	3,8177
1920	27,50	3,3141	1965	47,00	3,8501
1921	28,00	3,3322	1974	48,10	3,8733
1975	28,10	3,3358	1919	50,00	3,9120
1912	28,10	3,3358	1929	50,70	3,9259
1986	28,20	3,3393	1978	51,20	3,9357
1936	28,30	3,3428	1980	52,20	3,9355
1916	28,30	3,3429	1963	56,00	4,0254
1940	28,50	3,3499	1972	56,00	4,0254
1932	29,00	3,3672	1984	59,20	4,0001
1949	29,40	3,3809	1943	60,00	4,0943
1950	29,80	3,3945	1983	104,00	4,6444
1990	30,48	3,4144			

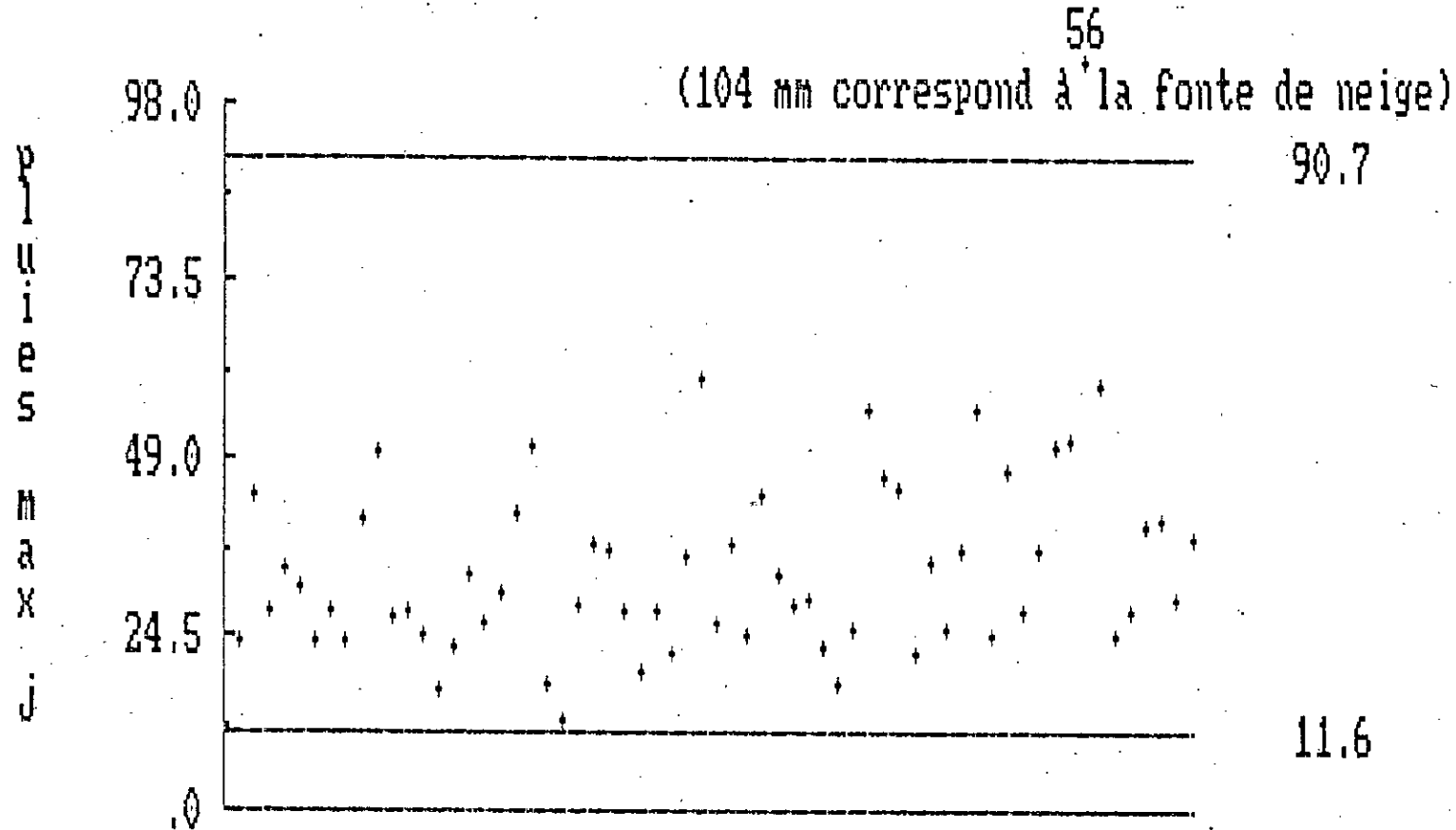
Moyenne = 3,4811

Ecart type = 0,359

Taille N = 63

Statistique  $K_N = 2,854$        $X_h = 90,7$        $X_l = 11,6$

Graphique de test de Grubbs et Beck  
Station d'Ain beida



$K_n$  Statistic : 2.8540 (10% confidence level)

Fig( 3)

**II.4- PRESENTATION DES RESULTATS ET INTERPRETATION :**

On appliquant les trois tests vue précédemment on peut conclure les résultats et les informations suivantes:

• Pour le test d'indépendance de Wald-Wolfowitz appliquée au différent stations du bassin de Seybouse , nous avons remarqué que seulement la station de Ain Beida ne répond pas à cette hypothèse ( Voir tableau.2.5 ).

Tableau.2.5: Récapitulation des résultats du test Wald-Wolfowitz .

Nom de station	Statistique U	Observation
Annaba	1,501	Indépendance acceptée à 5%
Bouhadjar	-0,843	// // //
Ain Beidha	2,715	Indépendance rejetée à 1% et acceptée à 5%
Ain Sedjera	-0,481	Indépendance acceptée à 5%
M'dourouch	-0,399	// // //
Sedrata	-0,117	// // //
Aioun Settara	-0,098	// // //
Ain Makhoulf	-0,451	// // //
Bordj Sabah	-0,082	// // //
Oued Zenati	-0,988	// // //
Guelma	0,062	// // //
Ain Berda	0,981	// // //
Chihani	0,985	// // //
Ain Fakroun	1,689	// // //
Boucheouf	1,056	// // //
Seraidi	1,173	// // //
Bouati Mmoud	1,811	// // //
Heliopolis	-0,411	// // //
Ksar Sbahi	1,175	// // //

#### **II.4.1- Interprétation :**

a)- Les pluies journalières maximales constituent une variable aléatoire ; c'est-à-dire qu'il n'existe aucune corrélation entre les valeurs observées, néanmoins ; l'indépendance observée « La station de Ain Beida » peut être due aux défaillances de l'observateur ou à des anomalies instrumentales ; à une exposition défectueuse ou à l'installation incorrecte d'un appareil .

b)- • Pour le test de « Mann-Withney » son application nous a permis de mettre en évidence quelques hétérogénéités observées dans certaines stations du bassin .

• Prenons l'exemple de la station de « Annaba Marche » , ce test fait apparaître des hétérogénéités à partir de 1945 jusqu'à l'année 1948 , de même que les originaux mentionnent un changement d'altitude fréquent 35m ( du 1904 à 1945) ; 11m ( de 1946 à 1947 ) et 6m ( durant la période de 1947 à 1948 ) .

• Une hétérogénéité est détectée à la station de Bouhadjar durant la période 1933-1935 . Les originaux indiquent plusieurs changements d'observateur .

• Pour la station de Ain Beida on a deux périodes d'hétérogénéités, l'une dure de 1927 à 1930 . Celle peut être expliquée par un changement fréquent d'observateurs . L'autre s'étend de 1937 à 1940 . elle peut être expliquée par un changement fréquent d'observation ou par changement de l'heure où sont effectués les relevés (7<sup>H</sup> 00 , 19<sup>H</sup> 00 de 1910 à 1937, 7<sup>H</sup> 00 , 18<sup>H</sup> 00 de 1937 à 1940 ) , ou par les deux à la fois .

L'hétérogénéité est remarquable à la station de Sedrata pour les années de 1918 à 1923 , ( 1931 à 1932 ) de même que l'analyse précise de l'historique de fonctionnement de la station montre un changement de l'heure où sont effectués les mesures .

- Les stations de Ain Berda et Bouati Mahmoud présentent elles aussi des hétérogénéités à partir de 1978, mais la cause en est inconnue en raison du manque d'information.

c)- Pour le test de Grubbs et Beck appliqué aux différentes stations de la Seybouse, nous avons constaté que parmi les 19 stations choisies cinq (5) stations présentent des points singuliers (des observations aberrantes). (Voir tableau.2.6).

c.1) Des valeurs fortes qui peuvent correspondre à :

- Un mélange d'eau de pluies avec l'eau de fusion de la neige. Nous avons observé 104mm à la station de Ain Beida au cours de l'année 1983 ; la consultation des archives nous a révélé que cette valeur est due à une averse de pluie et neige fondue durant la nuit de 4 et 3 février 1984.

Une autre valeur a été observée à Ain Makhoulf (110mm) qui peut être expliquée en se référant aux originaux à une pluie et neige de 6<sup>H</sup> à 17<sup>H</sup> et de 17<sup>H</sup> à 8<sup>H</sup> jusqu'à 17<sup>H</sup> de jour après.

Une valeur de 89,6mm a été détectée par le test durant l'année 1992 ; elle est correcte sur les originaux, et peut être engendrée par une averse exceptionnelle.

- Un cumul de plusieurs jours et ça pour le cas de la station de « Séraïdi ex Bugeaud », une valeur de 180mm observée au cours de l'année 1951.

- Des erreurs de saisies sur support informatique que ; on a observé à la station de Sedrata une valeur de 250mm pendant l'année 1921 et durant le mois d'août ; mais les originaux indiquent que pendant le même mois de l'année la valeur exacte observée est de 2,5mm et ça peut être due à une erreur de frappe.

c.2)- Des valeurs faibles par rapport aux autres observations qui peuvent être dues à des erreurs de transcription.

Par exemple à la station de Sedrata nous avons observé une valeur de 2,1mm au cours de l'année 1942 et en se référant aux archives nous avons constaté que cette

Tableau.2.6: Récapitulatif des résultats du test de Grubbs et Beck .

Station	$X_h$	$X_l$	$K_N$	Observation
Annaba	141.6	21.6	2.736	pas de point singuliers
Bouhdjar	154.4	16.1	2.719	// // //
Ain Beida	90.7	11.6	2.854	un point singulier (104mm ,1983) correspond à la fonte de neige, elle est remplacée par la 2 <sup>ème</sup> valeur journalière maximale
Ain Sedjera	120.6	14.0	2.534	pas de point singuliers
M'daourouch	96.1	10.6	2.650	// // //
Sedrata	241.5	4.9	2.639	deux points singuliers(21mm,1942)la valeur est correcte sur les originaux(250mm,1921)est remplacé par la valeur exacte de l'année2.5mm
Ain Semara	80.5	12.1	2.407	pas de point singuliers
Ain Makhlouf	103.8	13.1	2.212	un point singulier (110mm,année1984) correspond à la fonte de neige, est remplacé par la 2 <sup>ème</sup> valeur journalière maximale
Bordj Sabah	82.2	20.0	2.174	un point singulier(89.6mm,année1992) cette valeur est correcte sur les originaux,elle peut être expliquée par une forte pluie
Oued Zenati	83.2	15.8	2.088	pas de point singuliers
Guelma	125.1	16.4	2.871	// // //
Ain Berda	130.4	15.00	2.591	// // //
Chihani	108.8	18.7	2.768	// // //
Ain Fakroun	134.4	8.3	2.871	// // //
Bouhegouf	99.7	19.8	2.616	// // //
Bouati Moh	149.1	15.3	2.518	// // //
Heliopolis	134.5	15.5	2.467	// // //
Seraïdi ex Bugeaud	171.2	18.6	2.603	unpoint singulier(180mm,1951),elle correspond à un cumul de plusieurs jours ,il est remplacé par la 2 <sup>ème</sup> valeur journalière maximale
Kasar sabahi	107.9	11.8	2.407	pas de point singuliers

valeur existe effectivement et elle correspond au mois de janvier ,il faut noter que l'année en question est une année sèche .

### II.5- Conclusion Partielle :

Les tests vue précédemment nous ont permis de faire une critique assez satisfaisante des pluies journalières maximales dans le bassin de la Seybouse .

Les erreurs systématiques sont détectées par le test de Mann-Whitney qui peut tester l'hétérogénéité d'une série pluviométrique . Cette anomalie est principalement due à:

- Une modification partielle de l'appareillage ou modification progressive de l'environnement du pluviomètre .

- Un déplacement du pluviomètre .

- Un changement d'observateurs .

D'après les études élaborées sur la pluviométrie en Algérie par ( P.Selzer 1913-1938 ; H.Gaussen 1913-1947 ; G.Medinger 1913-1953 ; Chaumont et C.Paquin 1913-1963 ) , la plupart des stations du bassin de la Seybouse ont été arrêtées pendant la guerre de libération , d'autre ont subi des modifications après 1962 ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelles (9) .

La correction peut se faire alors par sélection selon les critères suivants:

- La considération de la date .

- L'analyse précise de l'historique de fonctionnement de chacune des stations .

Les erreurs accidentelles sont détectées par le test de Grubbs et Beck , méthode efficace mais fastidieuse pour l'utilisateur , on doit tester la série d'observation autant de fois qu'il y a de points singuliers , les erreurs difficiles à corriger ont été remplacé par la 2<sup>em</sup> valeur journalière maximale de l'année .

Finalement nous soulignons la nécessité d'une telle critique qui suffit , en revanche , pour améliorer sensiblement le résultat des calculs statistiques .



CHAPITRE III

ANALYSE STATISTIQUE DES PLUIES  
JOURNALIERES MAXIMALES

## CHAPITRE III

### ANALYSE STATISTIQUE DES PLUIES

#### JOURNALIERES MAXIMALES

##### III.1- INTRODUCTION :

L'analyse statistique a essentiellement pour but de présenter les données observées sous une forme telle que l'on puisse en prendre connaissance facilement. Les différentes méthodes qui permettent d'atteindre plus d'information sur l'irrégularité interannuelle des précipitations ; les problèmes d'aménagements ; la planification des ressources en eau et les problèmes de fiabilité des données. Pour cela l'outil statistique et graphique est nécessaire pour contrôler la qualité des échantillons pluviométriques.

dans notre étude nous essayons de trouver une loi d'ajustement de la distribution des pluies maximales, dans le but d'arriver à une estimation des paramètres d'ajustement, et certains quantiles correspondant à une durée de récurrence donnée.

Pour caractériser les pluies extrêmes ; les références bibliographiques montrent que les lois fréquemment utilisés sont ( Gumbel, Log normal, Pearson III, Log Pearson III ).

##### III.2- PRESENTATION THEORIQUE DES DIFFERENTES LOIS :

###### III.2.1- Loi de Gumbel :

La distribution des valeurs extrêmes de Gumbel a été largement utilisé pour les crues et les pluies extrêmes.

Sa fonction de répartition est :

$$F(x) = \exp(-\exp(-\alpha \cdot (x - \beta))) \quad (3.1)$$

avec :

$F(x)$  : fréquence au non dépassement de la valeur  $x$

$x$  : la valeur observée de la pluie maximale

$\alpha, \beta$  : paramètres d'ajustement .

Soit  $y$  la variable aléatoire standard de « Gumbel » tel que :

$$y = \alpha (x - \beta) .$$

la loi de Gumbel devient :

$$F(y) = \exp(-\exp(-y)) \quad (3.2)$$

#### a)- estimation des paramètres :

\* Méthode de MGF : ( moment generating function )

La MGF est définie comme suit :

$$M_y(x) = E(e^{y \cdot x}) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{y \cdot x} f(y) dy \quad (3.3)$$

La MGF regroupe tous les ordres des moments tel que  $f(y)$  est une densité de probabilité ( fdp ).

Le développement limite de  $\exp(x \cdot y)$  et la linéarité de l'opérateur E donne :

$$M_y(x) = \sum \frac{x^\lambda}{\lambda!} E(x^\lambda) \quad (3.4)$$

on posant :  $Z = \exp(-y)$

nous aurons :

$$M_y(x) = \int_0^{+\infty} Z^{-x} e^{-Z} = \Gamma(1-x)$$

ou  $\Gamma$  est la fonction Gamma définie comme suit :

$$\Gamma(\zeta) = \int_0^{+\infty} x^{\zeta-1} e^{-x} dx \quad (3.5)$$

Le moment d'ordre  $r$  de la population est donné par :

$$\mu_r'(y) = \frac{dr}{dx^r} \Gamma(1-x) \Big|_{x=0} \quad (3.6)$$

le calcul des deux moments  $\mu_1$  et  $\mu_2$  nous permet d'estimer les deux paramètres  $\alpha$  et  $\beta$ .

$$\begin{aligned} \mu_1' &= \frac{d1}{dx^1} \Gamma(1-x) \Big|_{x=0} = \Gamma(1-x) \psi(1-x) \Big|_{x=0} = -\psi(1) \\ \mu_2' &= \frac{d2}{dx^2} \Gamma(1-x) \Big|_{x=0} = \Gamma(1-x) \left\{ \frac{d}{dx} \psi(1-x) + (\psi(1-x))^2 \right\} \Big|_{x=0} \\ &= \psi'(1) + [\psi(1)]^2 \end{aligned} \quad (3.7)$$

Les caractéristiques de la fonction Gamma donnent

$$\psi(1) = \gamma = 0,5772$$

ou  $\gamma$  est la constante d'Euler.

et :

$$\psi'(1) = \pi^2 / 6 = 1,644934$$

Les caractéristiques de la fonction Gamma sont indiqués dans « Handbook of mathematical function ,ABRAMOWITZ et STEGUN »

La variance de  $y$  est :

$$\begin{aligned} \text{Var}(y) &= \mu_2' - (\mu_1')^2 \\ &= \psi'(1) \end{aligned} \quad (3.8)$$

$$\alpha = \left( \frac{\text{Var}(y)}{\text{Var}(x)} \right)^{1/2} = \frac{1,2825498}{S} \quad (3.9)$$

$$\beta = \bar{X} - \frac{\bar{Y}}{\alpha} = \bar{X} - 0,4500409S \quad (3.10)$$

avec :

$$\bar{X} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

$$\bar{Y} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i$$

$$S = \left[ \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{X})^2 \right]^{1/2} \quad (3.11)$$

**\* Méthode de Vraisemblance :**

La Fdp de Gumbel est :

$$f(x) = \frac{df}{dx} = \alpha \cdot \exp(-\alpha(x - \beta)) \cdot \exp(-\exp(-\alpha(x - \beta))) \quad (3.12)$$

La fonction de vraisemblance est :

$$L(x, \alpha, \beta) = \prod_{i=1}^N f(x, \alpha, \beta)$$

tel que :

$$L^* = \text{Log}(L)$$

avec  $\alpha$ ,  $\beta$  deux paramètres à estimer ; en résolvant le système suivant :

$$L^* = -\alpha \sum_{i=1}^N (x_i - \beta) - \sum_{i=1}^N e^{-\alpha(x_i - \beta)} + N \log(\alpha) \quad (3.13)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial L^*}{\partial \alpha} = 0 \\ \frac{\partial L^*}{\partial \beta} = 0 \end{cases}$$

d'où :

$$\frac{1}{\alpha} = \bar{X} - \left\{ \frac{\sum_{i=1}^N x \exp(-\alpha \cdot x_i)}{\sum_{i=1}^N \exp(-\alpha \cdot x_i)} \right\} \quad (3.14)$$

$$\beta = \left( \frac{1}{\alpha} \right) \log \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \exp(-\alpha \cdot x_i) \right\}$$

pour la résolution numérique on procède comme suit :

- La valeur initial est celle estimée par la méthode des moments .
- Itération par Newton-Raphson

#### **b)-Détermination des quantiles :**

$$X(T) = \mu + K(T)\sigma$$

$$X(T) = \beta + \frac{y}{\alpha} \quad \text{avec : } y = -\ln(-\ln \text{Fnd})$$

$$\text{et Fnd} = 1 - 1/T$$

en fin :

$$X(T) = \beta - \frac{1}{\alpha} \log \left( \log \left( \frac{T}{T-1} \right) \right) \quad (3.15)$$

#### **c)-Calcul de l'intervalle de confiance :**

La méthode de l'erreur standard donne :

$$S_e = \frac{1}{N} \left( 1 + 1,1396K_T + 1,1000K_T^2 \right)^{1/2} \cdot S \quad (3.16)$$

N : La taille de l'échantillon .

S : La déviation standard .

### **III.2.2- La distribution LOG-NORMAL**

La distribution Log-Normal est déduite à partir de la distribution Normal avec une simple transformation Logarithmique .

Une variable aléatoire y est dite Logarithmico-Normal ou Log-Normal , lorsque son Logarithme  $X = \log y$  , possède une distribution Normal .

Sa fonction de répartition est la suivante :

$$F(y) = \frac{1}{y\sigma\sqrt{2\pi}} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln y - \mu_y}{\sigma_y}\right)^2\right) \quad (3.17)$$

avec :

$F(y)$  : fréquence au non dépassement de la variable  $y$ .

$\mu_y$  : la moyenne de la variable  $y$ .

$$\mu_y = \frac{1}{N} \sum_1^N y_i$$

$\sigma_y$  : L'écart type de la variable  $y$

$$\sigma_y = \frac{1}{N} \sum_1^N (y - \mu_y)^2$$

**a)- Estimation des paramètres par la méthode des moment (MM) :**

Soit  $x$  variable aléatoire tel que  $x$  suit une Loi Normale , alors :  $y = \exp(x)$  suit une loi Log-Normale .

La moyenne de  $y$  est donnée par :

$$\begin{aligned} \mu_y = E(\exp(x)) &= \int_{-\infty}^{+\infty} \exp(x) f(x) dx \\ &= \int_{-\infty}^{+\infty} \exp(x) \frac{1}{\sigma_x \sqrt{2\pi}} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{x - \mu_x}{\sigma_x}\right)^2\right] dx \\ &= \exp\left(\mu_x + \frac{\sigma_x^2}{2}\right) \end{aligned} \quad (3.18)$$

La variance est :

$$\begin{aligned} Var(y) &= E(y^2) - [E(y)]^2 \\ &= E(e^{2x}) - [E(e^x)]^2 \\ &= \exp(2\mu_x + 2\sigma_x^2) - \exp(2\mu_x + \sigma_x^2) \\ &= \left\{ \exp(2\mu_x + \sigma_x^2) \right\} \left\{ \exp((\sigma_x)^2 - 1) \right\} \end{aligned} \quad (3.19)$$

$$\begin{cases} \sigma_x^2 = \log(C_v + 1) \\ \mu_x = \log\left(\frac{\bar{y}}{\sqrt{C_v^2 + 1}}\right) \end{cases} \quad (3.20)$$

ou :

$$C_v = \frac{S_y}{\bar{y}}$$

$C_v$  : est le coefficient de variation

$S_y$  : est la déviation standard de  $y$

$\bar{y}$  : est la moyenne des valeurs observées.

**b)- Détermination des quantiles :**

$$\text{Log}(Y(T)) = \bar{X} + U(T)S_x \quad (3.21)$$

ou :

$U(T)$  est la valeur de la distribution Normale standard.

**c)- Intervalle de confiance :**

La méthode de l'erreur standard donne :

$$S_e = \left( \frac{2 + U(T)^2}{N} \right)^{1/2} \cdot S \quad (3.22)$$

$S$  : est la déviation standard de  $X = \text{Log } Y$ .

et :

$$Y(T)_{\max} = \exp[\log(Y(T)) - U_{a/2} S_e]$$

$$Y(T)_{\min} = \exp[\log(Y(T)) + U_{a/2} S_e]$$

**III.2.3- LA DISTRIBUTION PEARSON TYPE 3 :**

La distribution de Pearson type III est une forme simple de l'équation différentielle

de Pearson suivante :

$$\frac{dy}{dx} = \frac{y(a-x)}{b_0 + b_1 x + b_2 x^2} \quad (3.23)$$



ou :

$y$  : est la ( Fdp ),

$x$  : est la variable aléatoire.

La distribution de Pearson III est obtenu en posant  $b_2 = 0$

la solution de l'équation différentielle correspondante donne :

$$y = f(x) = \frac{(x - \gamma)^{\alpha-1}}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \cdot \exp(-(x - \gamma) / \beta) \quad \text{avec : } \gamma \leq x \leq \infty \quad (3.24)$$

avec :

$F(x)$  : fonction de non dépassement de la variable  $z$

$\gamma$  : paramètre de position

$\alpha$  : paramètre de forme

$\beta$  : paramètre d'échelle

$\Gamma$  : est la fonction spéciale Gamma .

#### a)- Estimation des paramètres :

Méthode des moments :

Le moment d'ordre  $r$  est :  $\mu_r = \int_{\gamma}^{\infty} (x - \gamma)^r f(x) dx$

posons :  $z = \frac{x - \gamma}{\beta}$

on aura :

$$\begin{aligned} \mu_r &= \int_0^{\infty} z^{\alpha+r-1} e^{-z} \beta^\alpha / \Gamma(\alpha) \cdot dz \\ &= \beta^r \Gamma(\alpha + r) / \Gamma(\alpha) \end{aligned} \quad (3.25)$$

Les trois premiers moment correspondant à  $r = 1, 2, 3$  sont :

$$\mu_1 = \alpha\beta$$

$$\mu_2 = \beta^2(\alpha + 1)\alpha$$

$$\mu_3 = \beta^2(\alpha + 2)(\alpha + 1)\alpha$$

on pose  $X = X' + \gamma$  alors vient :

$$\bar{X} = \bar{X}' + E_s(\gamma)$$

$$S^2 = \mu_2 - (\mu_1)^2 = E_s(\alpha) \cdot E_s(\beta)$$

$$C_s = \frac{\mu_3}{\mu_2^{3/2}} = \frac{2}{\sqrt{E_s(\alpha)}}$$

ou  $E_s$  est l'estimation du paramètre correspondant .

Finalement les trois paramètres sont :

$$\begin{cases} \alpha = 4/C_s^2 \\ \beta = SC_s/2 \\ \gamma = \bar{X} - \frac{2S}{C_s} \end{cases} \quad (3.26)$$

ou :  $\bar{X}, S, C_s$  : sont respectivement , la moyenne , la déviation standard , et le coefficient d'asymétrie .

#### b)- Estimation par la méthode de vraisemblance : [4]

soit un échantillon (  $x_1, x_2, \dots, x_N$  ) le logarithme de la fonction de vraisemblance de la distribution de Pearson III est donnée sous la forme :

$$\ln L = \beta N \cdot \ln|\alpha| - N \ln \Gamma(\beta) - \alpha \cdot \sum_{i=1}^N (x_i - \gamma) + (\beta - 1) \sum_{i=1}^N \ln(x_i - \gamma)$$

L'estimation des paramètres  $\alpha, \beta, \gamma$  , est obtenue par la résolution du système suivant :

$$\begin{cases} \frac{\partial \ln L}{\partial \alpha} = \frac{\beta N}{\alpha} - \sum_{i=1}^N (x_i - \gamma) = 0 \\ \frac{\partial \ln L}{\partial \beta} = N \psi(\beta) + \sum_{i=1}^N \ln(\alpha(x_i - \gamma)) = 0 \\ \frac{\partial \ln L}{\partial \gamma} = \alpha N - (\beta - 1) \sum_{i=1}^N \frac{1}{(x_i - \gamma)} = 0 \end{cases} \quad (3.27)$$

ou  $\psi$  est la dérivé de la fonction  $\Gamma$  .

la quantité  $\alpha (x - \gamma) \geq 0$  implique que  $\beta \geq 1$  .

dans le cas où  $\beta$  est inférieur à l'unité la méthode de vraisemblance ne donne pas une solution au système. C'est le contraire par rapport à la méthode des moments. Pour l'application de la méthode de vraisemblance pour ( $\beta < 1$ ). On fixe les valeurs de  $\gamma$ .

- Si  $\alpha > 0$   $\gamma_* = z_1$  la plus petite valeur dans l'échantillon

- Si  $\alpha < 0$   $\gamma_* = z_N$  la plus grande valeur dans l'échantillon.

les deux paramètres  $\alpha$  et  $\beta$  sont obtenues, en considérant une transformation simple de  $x$  tel que :  $y = x - \gamma_*$ ; on arrive à l'obtention d'une nouvelle distribution appelée distribution Gamma à deux paramètres.

Après on applique le même principe que pour la méthode de vraisemblance à cette distribution pour un échantillon transformé  $y_i = x_i - \gamma_*$ .

La résolution d'un système de trois équations non linéaire avec trois inconnues est très délicate.

MATLAS et WALLIS (1973) ont proposés une méthode pour déterminer  $\alpha$  et  $\beta$  en fonction de  $\gamma$ .

A partir d'un échantillon ( $x_1, x_2, \dots, x_N$ ), la méthode considère à supposer :

$$\begin{cases} \beta(\gamma) = \frac{A}{A-B} \\ \alpha(\gamma) = \frac{1}{N} \cdot \frac{AB}{A-B} \end{cases} \quad (3.28)$$

avec :

$$A = \sum_{i=1}^N \frac{1}{(x_i - \gamma)} \quad \text{et} \quad B = \frac{N^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - \gamma)}$$

$N$  : est la taille de échantillon.

Pour une valeur fixée de  $\gamma = \gamma_0$  on calcul  $\beta_0 = \beta(\gamma_0)$  et  $\alpha_0 = \alpha(\gamma_0)$  puis on les injecte dans l'équation (3.28) pour obtenir :

$$R_0 = -N\psi(\gamma_0) + \sum_{i=1}^N \ln(\alpha_0(x_i - \gamma_0)) \quad (3.29)$$

on fait varier  $\gamma_0$  jusqu'à  $R_0 = 0$ .

**b)- Détermination des quantiles :**

$$\begin{aligned} X(T) &= \gamma + \beta \cdot U(T) \\ X(T) &= \mu + K_T \sigma \end{aligned} \quad (3.30)$$

avec :

$$K_T = \frac{C_S}{2} U(T) - \frac{2}{C_S} \quad (3.31)$$

 $K_T$  : est le facteur de fréquence . $C_S$  : est le coefficient d'assymetrie .

$$C_S = \frac{\left[ \frac{1}{N} \sum (x_i - \bar{x})^3 \right]}{\left[ \frac{1}{N} \sum (x_i - \bar{x})^2 \right]^{3/2}} \quad (3.32)$$

pour le calcul des quantiles on utilise souvent le coefficient d'assymetrie  $C'_S$  corrigé par Hazen

$$C'_S = \left( 1 + \frac{8,5}{N} \right) C_S \quad (3.33)$$

N : est la taille de l'échantillon .

**c)- Calcul de l'intervalle de confiance :**

Par la méthode de NATRELLA on obtient directement les bornes de l'intervalle de confiance (4)

**III.2.4- La distribution LOG-PEARSON type III :**

La première application de Log Pearson est donnée par BEARD (1962), il a proposé de prendre le logarithme des débits maximums annuelles et de les ajuster à la distribution de Pearson type III .

La distribution Log-Pearson III est déduite à partir de la distribution de Pearson III avec une transformation logarithmique de base arbitraire a .

Si  $z = \log_a x$  suit la distribution de Pearson III, la variable  $X = a^z$  suit la distribution Log-Pearson III, cette distribution est sous la forme :

$$F(x) = \frac{(\log_a x - \gamma)^\alpha}{\beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \cdot \exp\left(-\log_a(x - \gamma) / \beta\right) \cdot \frac{K}{x} \quad (3.34)$$

posons :

$$K = \log_a e \quad \text{avec } a > 1 \text{ ou } K > 0.$$

dans le cas ou  $K = 1$  et  $\log_a x = \ln x$ , la (fdp) de Log-Pearson III devient :

$$F(x) = \frac{(\ln x - \gamma)^{\alpha - 1}}{x \beta^\alpha \Gamma(\alpha)} \cdot \exp[-(\ln x - \gamma) / \beta] \quad (3.35)$$

si  $\beta > 0$  :  $1 < x < \infty$

si  $\beta < 0$  :  $0 \leq x \leq 1$

#### a)- Estimation des paramètres :

##### a).1- Estimation par la méthode de vraisemblance :

L'estimation des paramètres  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  consiste à résoudre le système suivant :

$$\begin{aligned} \frac{\partial \ln L}{\partial \beta} &= \frac{N\alpha}{\beta} - \sum_{i=1}^N (\ln U_i - \gamma) = 0 \\ \frac{\partial \ln L}{\partial \alpha} &= N\psi(\alpha) + \sum_{i=1}^N \ln(\beta(\ln U_i - \gamma)) = 0 \\ \frac{\partial \ln L}{\partial \gamma} &= N\beta - (\beta - 1) \sum_{i=1}^N \frac{1}{(\ln U_i - \gamma)} = 0 \end{aligned} \quad (3.36)$$

$\psi$  : est la dérivée du fonction Gamma .

Si on pose  $X_i = \ln U_i$ , le système d'équation (3.3.6) est le même que celui de (3.27).

Par conséquent l'estimation des paramètres  $\alpha$ ,  $\beta$ ,  $\gamma$  de la distribution Log-Pearson III par la méthode de vraisemblance est la même que celle dans la distribution de Pearson III .

**a).2- Estimation par la méthode des moment direct ( BOB ) :**

La méthode consiste de mettre sous forme d'équations les trois premiers moments non centrés ( $\mu'_r$ ) avec leur estimateurs  $m'_r$ .

Les moments non-centrés sont calculés d'après la formule suivante :

$$\mu'_r = e^{\gamma \cdot r / k} \cdot \frac{1}{\left(1 - \frac{r}{\theta}\right)^\alpha} \quad (3.37)$$

Le logarithme des trois premiers moment forme le système suivant :

$$\begin{cases} \ln m'_1 = \frac{\gamma}{k} - \alpha \ln\left(1 - \frac{1}{\theta}\right) \\ \ln m'_2 = \frac{2\gamma}{k} - \alpha \ln\left(1 - \frac{2}{\theta}\right) \\ \ln m'_3 = \frac{3\gamma}{k} - \alpha \ln\left(1 - \frac{3}{\theta}\right) \end{cases} \quad (3.38)$$

Ce système peut s'écrire comme suit :

$$\frac{\ln\left[\frac{(1 - 1/\theta)^3}{(1 - 3/\theta)}\right]}{\ln\left[\frac{(1 - 1/\theta)^2}{(1 - 2/\theta)}\right]} = \frac{\ln m'_3 - 3 \ln m'_1}{\ln m'_2 - 2 \ln m'_1} = \beta_0 \quad (3.39)$$

$$\alpha = \frac{\ln m'_2 - 2 \ln m'_1}{\ln(1 - 1/\theta)^2 / (1 - 2/\theta)} \quad (3.40)$$

$$\gamma = k \left[ \ln m'_1 + \lambda \ln(1 - 1/\theta) \right] \quad (3.41)$$

Pour la résolution de l'équation (3.39) le programme HFA utilise la méthode de Newton-Raphson.

BOBE (1975) a construit une table pour déterminer ( $\theta = \alpha k$ ) en terme de  $\beta_0$ .

Il a donné une approximation de  $\theta + \frac{\sqrt{5(\beta_0 - 14)}}{\beta_0 - 3}$  pour  $\theta$  quand elle a eu des

valeurs remarquables.

Pour  $|\theta| > 30$  l'erreur relative pour cette approximation est de 1% d'où TIKE (1978) a proposé de prendre :

$$A = \frac{1}{(1/(\theta - 3))} \quad (3.42)$$

$$C = 1 - (\beta_0 - 3) \quad (3.43)$$

Si  $3 < A < 3,5$  :

$$A \cong -0,47157 + 1,99955 C \quad (3.44)$$

et

Si  $3,5 \leq A \leq 6$  :

$$A \cong -0,23019 + 1,65262 C + 0,20911 C^2 - 0,94557 C^3 \quad (3.45)$$

- Connaissant la valeur  $\beta_0$  d'après l'échantillon les valeurs de  $C$ ,  $A$  et  $\theta$  sont déduits respectivement d'après (3.43), (3.44), (3.45).

- Connaissant la valeur de  $\theta$ , les paramètres  $\alpha$ ,  $\gamma$  sont déterminés d'après (3.40) et (3.41). [ ]

**b)- Détermination des quantiles :**

$$\begin{aligned} X(T) &= \gamma + \beta \cdot U(T) \\ &= \mu + k_T \sigma \end{aligned} \quad (3.46)$$

Tel que :

$\mu$  et  $\sigma$  sont respectivement la moyenne et la variance de la variable ( $x$ ) étudiée. Suivant Log-Pearson III

$$K_T = C_S / 2 U(T) - 2 / C_S \quad (3.47)$$

avec :

$K_T$  : est le facteur de fréquence.

$C_S$  : est le coefficient d'assymetrie.

**c)- Calcul de l'intervalle de confiance :**

L'événement  $X_T$  associé à la période de récurrence ( $T$ ), est estimé par :

$$\overline{X_T} = \overline{\mu} + \overline{K_T} \overline{\sigma}$$

ou :  $\bar{\mu}, \bar{\sigma}$  : sont respectivement les estimateurs de la moyenne et de la variance de la distribution .

$\bar{K}_T$  : L'estimateur du facteur de fréquence .

L'estimation de  $\bar{\mu}$  est  $\mu$  .

La variance peut calculer comme suit :

$$\text{Var}(X_T) = \sum_{j=1}^3 \left( \frac{\partial \zeta}{\partial P_j} \right)^2 \text{Var}(P_j) + \sum_{j=1}^3 \sum_{i=1}^3 \left( \frac{\partial \zeta}{\partial P_i} \right) \left( \frac{\partial \zeta}{\partial P_j} \right) \cdot \text{Cov}(P_i, P_j) \quad (3.48)$$

tel que :

$P_1, P_2, P_3$  : sont les parametres influant sur  $X(T)$  .

$\zeta$  : est la fonction de  $P_i$  a  $X(T)$   $\left[ X(T) = \zeta(P_1, P_2, P_3) \right]$

La variable standard est :

$$U = \frac{\bar{X}_T - X_T}{\sqrt{\text{Var} \bar{X}}} \quad (3.49)$$

d'ou l'intervalle de confiance de  $X_T$  est :

$$\bar{X}_T - U_{\alpha/2} \cdot \sqrt{\text{Var}(\bar{X}_T)} \leq X_T \leq \bar{X}_T + U_{\alpha/2} \cdot \sqrt{\text{Var}(\bar{X}_T)} \quad (3.50)$$

avec :

$U_{\alpha/2}$  : variable standard de probabilité de dépassement de  $\alpha/2$  .

$\alpha$  : niveau de signification .



### **111.3 CHOIX DE LA LOI D'AJUSTEMENT ADEQUATE ET CALCUL DES PLUIES JOURNALIERES MAXIMALES.**

Pour étudier les pluies extrêmes, on a essayé de sélectionner une loi probabilité qui représente notre série observée.

Dans cet objectif chaque échantillon a été reporté sur un graphique des différentes lois cités dans ce chapitre.

Soit pour les 19 stations retenues pour l'étude, 76 ajustements ont été effectués. Un échantillon de 3 stations est représenté ci-après fig (1, 2, 3, 4), et un autre de 6 stations est figuré dans l'annexe 1.

Les résultats de l'analyse graphique des ajustements sont présentés dans le tableau (III.1).

Ces résultats montre que la loi log pearson III ajuste mieux la série observée. On utilise la méthode des moments directs (Bob) et les valeurs, correspondantes aux différentes périodes d'occurrences (5, 10, 50, 100) ans.

Les résultats sont figurés dans les tableaux (III.2) et (III.3).

Tableau III (1) : Résultats d'observation d'ajustement des lois étudiés .

Nom de station	Lois utilisés			
	Loi Gumbel	Loi Log-Normal	Loi PIII (CSI)	Loi Log-PIII (BOB)
Aioun Semara	BON	BON	B	TB
Ain El Beida	MAUVAIS	//	TB	TB
Oued Zenati	M //	//	TB	TB
Ain Makhoulf	M //	//	B	B
Ain Fakroun	M //	M	TB	TB
Sedrata	B	B	B	TB
Ain Sedjera	B	B	AB	TB
M'daourouch	M	M	B	B
Ksar Sbahi	B	B	B	TB
Bordj Sabah	B	B	TB	TB
Seraidi	B	B	TB	TB
Annaba marche	B	B	TB	TB
Heliopolis	B	B	TB	TB
Bouati	B	B	//	TB
Mahmoud				
Guelma	B	B	B	TB
Chihani	M	B	TB	TB
Bouchagouf	B	B	AB	//
Bouhadjar	B	B	TB	//
Ain Barda	B	B	TB	//

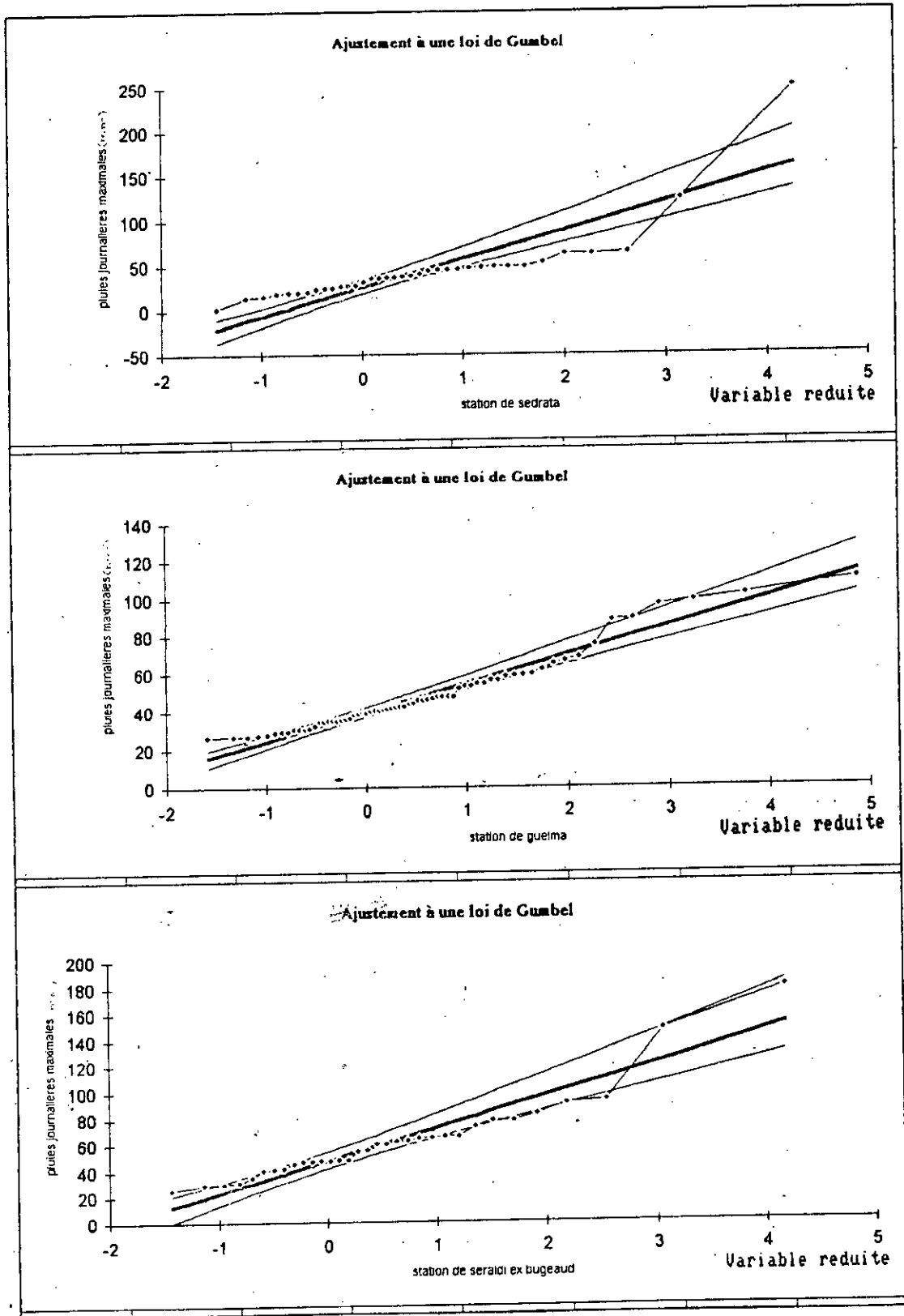
Calcul des paramètres de loi d'ajustement log PIII MM ( BOB )

Tableau III ( 2.)

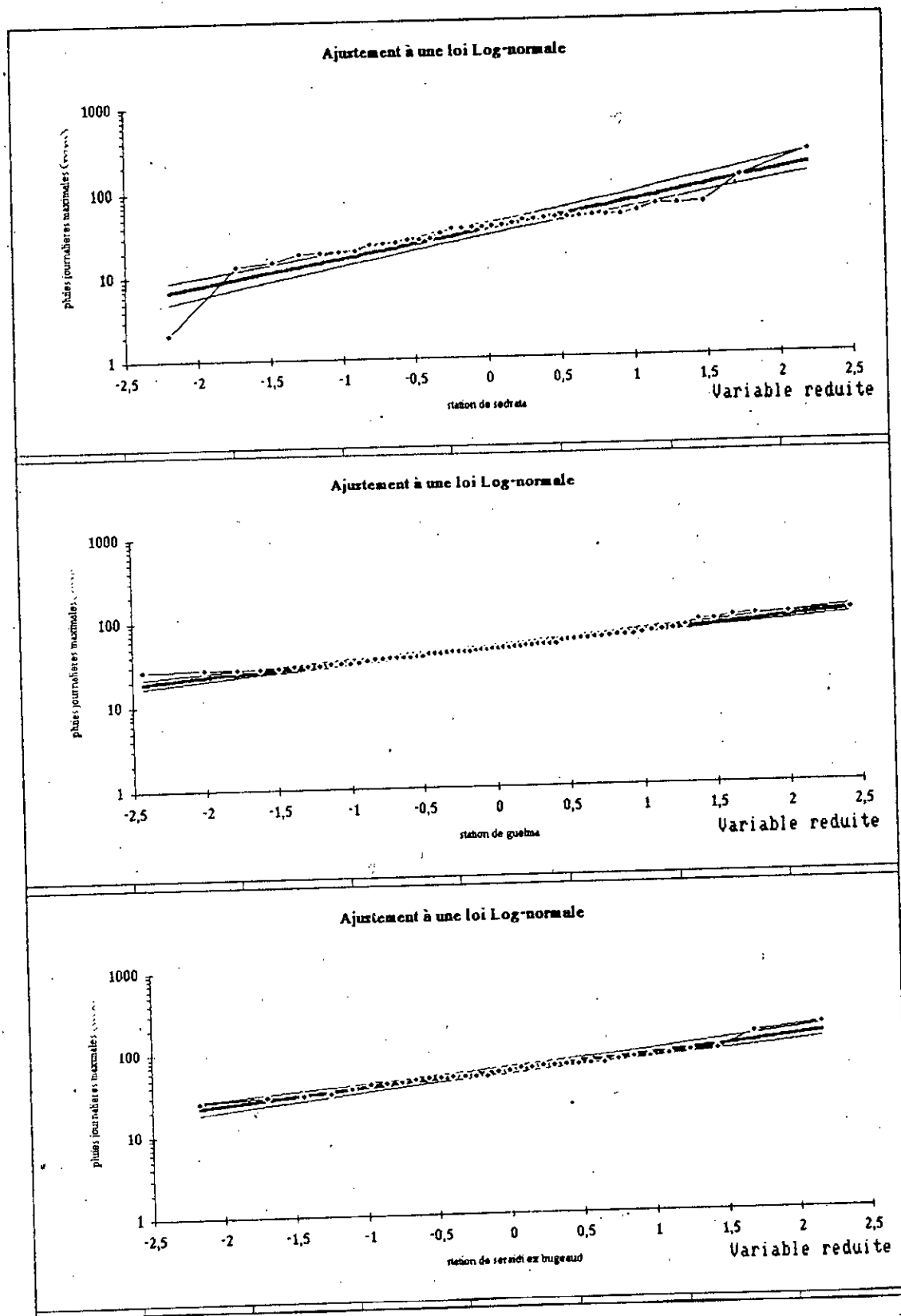
nom de station	alpha	Lambda	Coefficient de position
AIOUN SEMARA	-16.88	8.68	2.01
AIN EL BEIDA	-45.29	43.45	2.46
OUED ZENATI	-22.03	14.53	2.22
AIN MAKHLOUF	-58.54	86.44	2.99
AIN FAKROUN	282.89	332.77	-10.24
SEDRATA	-59.87	208.91	4.99
AIN SEDJERA	-89.12	354.79	5.23
M'DAOUROUCH	-24.18	18.52	2.27
KSAR SBAHI	-15.10	10.13	2.23
BORDJ SABAH	33.28	23.95	0.88
SERAIDI	52.50	69.66	0.41
ANNABA MARCHE	-33.90	27.93	2.57
HELIPOLIS	-37.88	56.33	3.14
BOUATI MAHMOUD	-67.00	200.53	4.66
GUELMA	96.08	242.60	-0.87
CHIHANI	229.71	1050.94	-2.91
BOUCHEGOUF	119.96	281.09	0.69
BOUHADJAR	-129.19	628.23	6.55
AIN BARDA	-27.69	28.43	2.67

Tableau III.(3) : Calculs des différents quantiles ( T = 5 , 10 , 50 , 100 ans ).

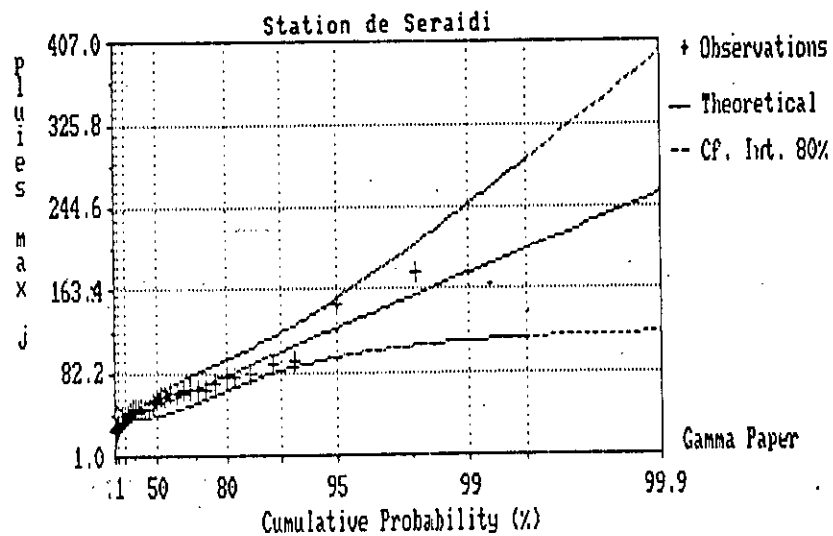
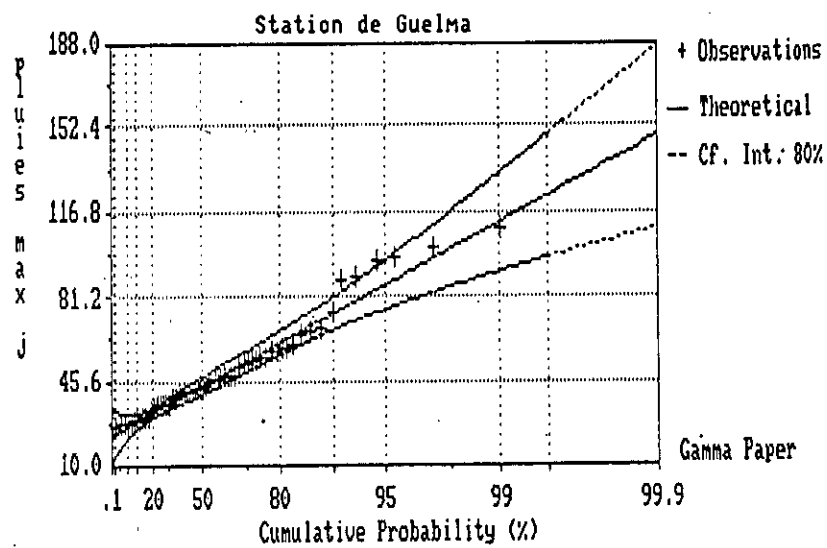
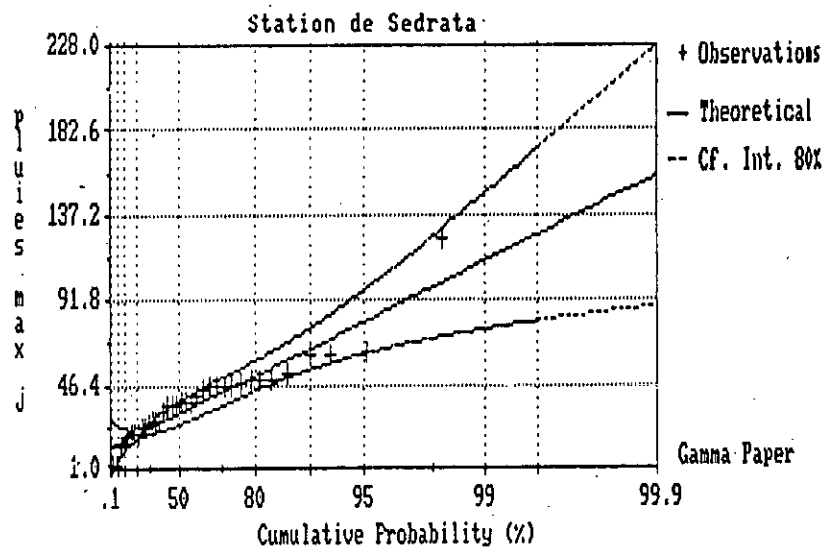
Nom de station	Quantiles			
	T = 5 ans	T = 10 ans	T = 50 ans	T = 100 ans
Aioun Semara	43,92	50,15	61,04	64,74
Ain El Beida	42,26	48,19	59,78	64,22
Oued Zenati	50,82	58,56	72,94	78,16
Ain Makhoulouf	44,89	52,08	66,78	72,65
Ain Fakroun	49,74	61,31	88,72	101,17
Sedrata	51,28	64,70	96,13	110,18
Ain Sedjera	59,32	71,52	98,59	110,18
M'daourouch	45,44	52,78	66,82	72,06
Ksar Sbahi	53,56	63,12	80,81	87,13
Bordj Sabah	53,16	63,00	86,86	97,99
Seraïdi	74,18	88,31	121,67	136,84
Annaba marche	74,88	85,81	106,88	114,82
Heliopolis	66,84	80,14	108,21	119,66
Bouati	71,24	87,30	123,40	138,99
Mahmoud				
Guelma	61,57	73,10	99,55	111,25
Chihani	59,12	68,49	89,10	97,85
Bouchagouf	57,99	67,20	87,59	96,36
Bouhadjar	72,08	87,24	121,28	136,01
Ain Barda	64,21	76,00	99,73	108,94



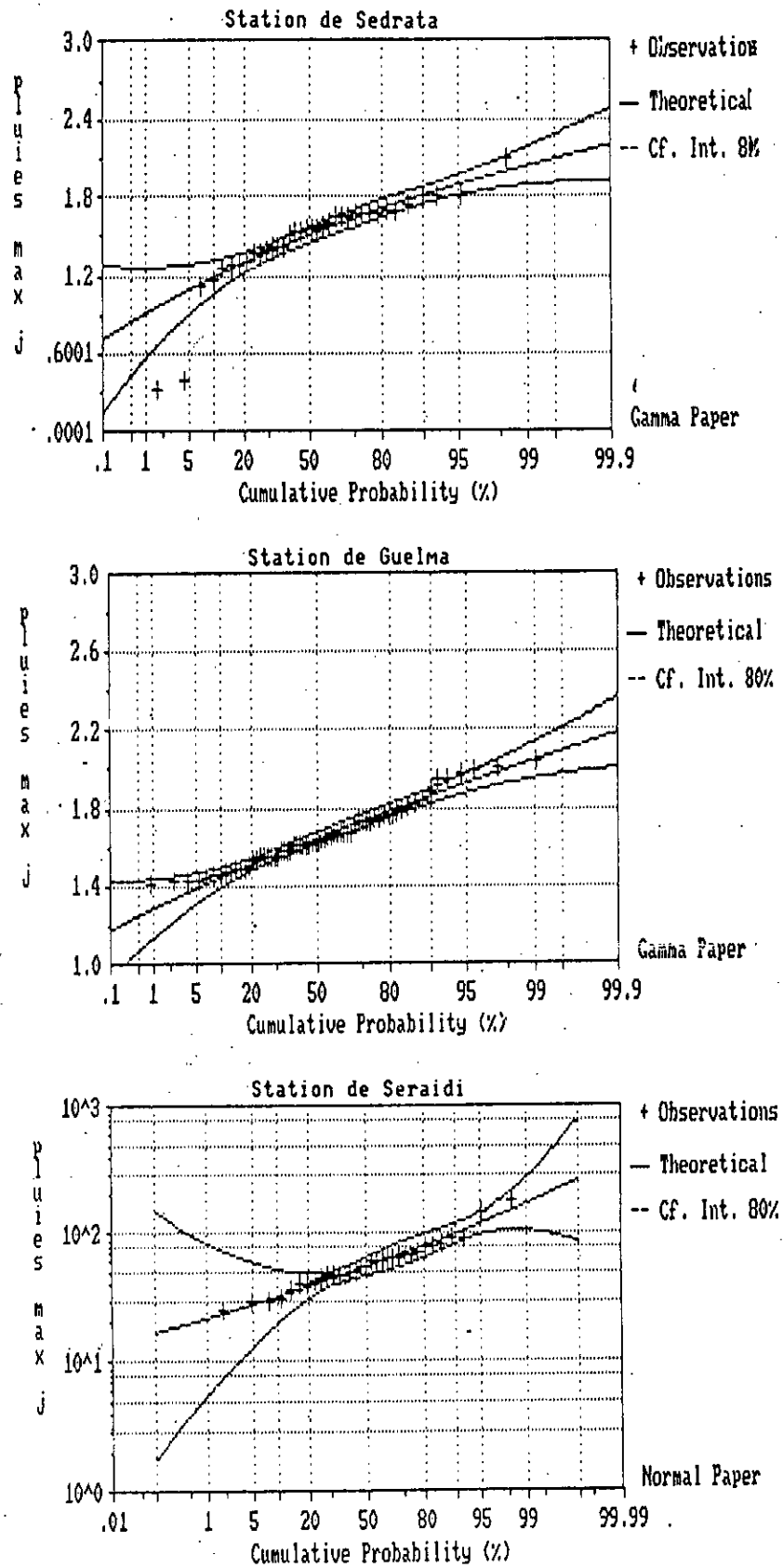
Fig(1) Ajustement a une loi de Gumbel



Fig(2) Ajustement a une loi log - normale.



Fig(3) Ajustement a la loi pearson (III)



Fig(4) Ajustement a la loi log.pearson (III)



CHAPITRE I U

RECHERCHE D UNE RELATION  
PLUIES JOURNALIERES  
MAXIMALES/PARAMETRES  
DE RELIEF

**CHAPITRE IV****RECHERCHE D'UNE RELATION PLUIES JOURNALIÈRES  
MAXIMALES / PARAMÈTRES DE RELIEF****INTRODUCTION :**

Le but dans cette partie est la construction d'un modèle mathématique sous forme d'une relation pluies / paramètres morphologique .  
Ce dernier nous permettra la cartographie des quantiles des pluies journalières maximales .

Le modèle complète la méthode expérimentale classique en permettant d'aborder l'étude du comportement de systèmes réels complexes ; sans exiger a priori leur connaissance physique détaillée .

Nous utiliserons la régression multiple afin de relier suivant un modèle linéaire les paramètres de la pluie à d'autres qui relèvent du relief tel que ( les altitudes , coordonnées Lambert , et les orientations des versants expliqués par les angles solides ... ) .

Ces paramètres qui influent sur la pluie sont supposés invariants pour chaque stations et mesurés sans erreurs .

A la fin de ce chapitre nous nous sommes efforcés de vérifier la validité du modèle en vérifiant l'hypothèse de la distribution gaussienne des variables résiduelles .

**PRESENTATION THEORIQUE DE LA METHODE**  
**DE REGRESSION MULTIPLE**

**IV.1- PRINCIPE DE LA METHODE :**

On dispose souvent en hydrologie d'une variable à expliquer Y ; que l'on souhaite relier à des variables présumées explicatives  $X_1, \dots, X_n$ .

La relation la plus simple à envisager, qui exprime directement une certaine proportionnalité entre l'effet et la cause présumée ; est le Modèle linéaire du type :

$$Y = a_1X_1 + a_2X_2 + a_3X_3 + \dots + a_nX_n + a_0 + e \quad (1)$$

L'écart « e » traduit l'inadéquation du modèle à la réalité .

Ayant choisi la forme du modèle , il faut l'ajuster aux propriétés des variables considérées . Pour cela on choisit un critère parmi d'autres possible , c'est le critère des Moindres carrés .

Donc on pourrait décider ; par exemple , de déterminer les  $a_i$  de sorte que ; en espérance ; donc sur la population complète des  $Y_i, X_1, \dots, X_n$  ;

le carré de l'écart soit minimum :

$$E(e^2) = E( ( Y - a_1X_1 - a_2X_2 - a_3X_3 - \dots - a_nX_n - a_0 )^2 ) = \min \quad (2)$$

La minimisation s'effectue en dérivant successivement cette expression par rapport à chacun des paramètres  $a_1, \dots, a_n$  ; et en écrivant que la dérivée est nulle quand la fonction est minimum .

Si l'on considère ce dernier paramètre  $a_0$ , on peut se demander la raison de son introduction . En fait , il vient équilibrer , dans l'équation ( 1 ) ; un éventuel décalage des moyennes entre les deux membres , on veut en espérance , que :

$$E(Y) = a_1E(X_1) + a_2E(X_2) + a_3E(X_3) + \dots + a_nE(X_n) + a_0 + E(e) \quad (3)$$

or , on souhaite qu'en espérance l'erreur soit nulle :  $E(e) = 0$  .

**PRESENTATION THEORIQUE DE LA METHODE**  
**DE REGRESSION MULTIPLE**

**IV.1- PRINCIPE DE LA METHODE :**

On dispose souvent en hydrologie d'une variable à expliquer Y ; que l'on souhaite relier à des variables présumées explicatives  $X_1, \dots, X_n$ .

La relation la plus simple à envisager, qui exprime directement une certaine proportionnalité entre l'effet et la cause présumée ; est le Modèle linéaire du type :

$$Y = a_1 X_1 + a_2 X_2 + a_3 X_3 + \dots + a_n X_n + a_0 + e \quad (1)$$

L'écart « e » traduit l'inadéquation du modèle à la réalité.

Ayant choisi la forme du modèle, il faut l'ajuster aux propriétés des variables considérées. Pour cela on choisit un critère parmi d'autres possible, c'est le critère des Moindres carrés.

Donc on pourrait décider ; par exemple, de déterminer les  $a_i$  de sorte que ; en espérance ; donc sur la population complète des  $Y_i, X_1, \dots, X_n$  ; le carré de l'écart soit minimum :

$$E(e^2) = E( (Y - a_1 X_1 - a_2 X_2 - a_3 X_3 - \dots - a_n X_n - a_0)^2 ) = \min \quad (2)$$

La minimisation s'effectue en dérivant successivement cette expression par rapport à chacun des paramètres  $a_1, \dots, a_n$  ; et en écrivant que la dérivée est nulle quand la fonction est minimum.

Si l'on considère ce dernier paramètre  $a_0$ , on peut se demander la raison de son introduction. En fait, il vient équilibrer, dans l'équation (1) ; un éventuel décalage des moyennes entre les deux membres, on veut en espérance, que :

$$E(Y) = a_1 E(X_1) + a_2 E(X_2) + a_3 E(X_3) + \dots + a_n E(X_n) + a_0 + E(e) \quad (3)$$

or, on souhaite qu'en espérance l'erreur soit nulle :  $E(e) = 0$ .

la condition d'extremum est donc :  $X^t \cdot X \cdot a = X^t \cdot Y$  (système de  $p$  équation à  $p$  inconnues).

Si  $n \geq p$  et si  $X$  est de plein rang, la matrice  $X^t \cdot X$  est d'ordre  $p$  et de rang  $p$ , donc inversible et la solution est donnée par :

$$\bar{a} = (X^t \cdot X)^{-1} \cdot X^t \cdot Y$$

appelons  $Y^*$  le vecteur estimé par le modèle.

$n$  définit le coefficient de corrélation multiple par :

$$R = \text{Cor}(Y; Y^*)$$

son carré prend un sens de partage de la variance totale en variance « expliquée » et « résiduelle », soit :

$$\text{Variance expliquée : } \text{Var}(Y^*) = R^2 \text{Var}(Y)$$

$$\text{Variance résiduelle : } \text{Var}(e) = 1 - R^2 \text{Var}(Y)$$

$$\text{Variance total : } \text{Var}(Y) = \text{Var}(Y^*) + \text{Var}(e)$$

$R^2$  peut être calculé de la façon suivante :

$$R^2 = 1 - \frac{\text{Var}(e)}{\text{Var}(Y)} = 1 - \frac{\sum e_i^2}{n \cdot \text{Var}(Y)}$$

Cette relation montre bien qu'en minimisant  $\sum e_i^2$ ; cela revient à maximaliser  $R^2$ , autrement dit, l'ajustement par le critère des moindres carrés consiste à déterminer la combinaison linéaire des variables explicatives ayant une corrélation maximales avec la variable à expliquer.

D'autres résultats viennent étayer ceux-ci, en particulier la notion de corrélation partielle.

Dans le cas simple de trois variables, on cherche à déterminer le modèle :

$$Y = a_1 X_1 + a_2 X_2 + a_0 + e$$

où  $Y$  et  $X_1$  sont corrélées, mais aussi  $Y$  et  $X_2$ ; ce qui pose la question d'insérer ou non  $X_2$  car il existe une corrélation « parasite » entre  $X_1$  et  $X_2$ , qui peut être forte.

Partant du modèle :

$$Y = \beta_1 X_1 + \beta_0 + e_{Y/X_1}$$

Si nous utilisons une forme matricielle ; nous pourrions écrire :

$$\underset{(n,1)}{Y} = \underset{(n,1)}{a_1} X_1 + \underset{(n,1)}{a_2} X_2 + \dots + \underset{(n,1)}{a_p} X_p + \underset{(n,1)}{e}$$

ou encore :

$$Y = X \underset{(n,p)}{a} + \underset{(n,1)}{e}$$

Soit

$$\begin{bmatrix} Y_1 \\ Y_2 \\ Y_3 \\ \vdots \\ Y_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & X_{21} & X_{31} & \dots & X_{p1} \\ 1 & X_{22} & X_{32} & \dots & X_{p2} \\ 1 & X_{23} & X_{33} & \dots & X_{p3} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 1 & X_{2n} & X_{3n} & \dots & X_{pn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_1 \\ a_2 \\ a_3 \\ \vdots \\ a_k \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} e_1 \\ e_2 \\ e_3 \\ \vdots \\ e_n \end{bmatrix} \quad (4)$$

L'existence d'un terme constant se traduit par colonne unitaire ; dans la matrice X .

Toute solution du système ( 4 ) sera appelée ajustement du modèle .

Puisque dans notre cas on a choisi le critère de moindres carrés correspondant à la solution qui minimise le scalaire :

$$e^t . e = \sum e_i^2$$

La quantité scalaire  $e^t . e$  est une fonction des inconnues  $Q_k$  (  $k=1 , p$  ), une condition nécessaire d'extremum est l'annulation des dérivées partielles premières ,

soit :

$$\frac{\partial}{\partial a} ( e^t . e ) = 0$$

avec :

$$e^t . e = ( Y - X a )^t . ( Y - X a ) = Y^t . Y - 2a^t . X^t . Y + a^t . X^t . X . a$$

soit donc :

$$\frac{\partial}{\partial a} ( e^t . e ) = -2 X^t . Y + 2 X^t . X . a$$

on voit que la part de Y non expliquée par  $X_1$  et  $e_{Y/X_1}$  ;

Par contre ;  $X_2$  est en partie aussi expliquée par  $X_1$  :

$$X_2 = \gamma_1 X_1 + \gamma_0 + e_{X_2/X_1}$$

et cette information , due à  $X_1$  , déjà prise en compte dans Y , doit être retirée ( pour mesurer le véritable apport de  $X_2$  ) , ce qui est le cas dans  $e_{X_2/X_1}$  , il n'y aura donc

apport de la variable  $X_2$  , à un modèle contenant déjà  $X_1$  que si la corrélation totale résidus :

$r(e_{Y/X_1}, e_{X_2/X_1})$  notée plus simplement  $r_{Y, X_2/X_1}$  et différente

de zéro , c'est -à-dire si  $e_{X_2/X_1}$  explique une partie du résidu  $e_{Y/X_1}$  .

Cette corrélation totale entre résidus s'appelle corrélation partielle , entre Y et  $X_2$  quand l'effet de  $X_1$  a déjà été pris en compte . Et ce n'est que si cette corrélation partielle est importante , que l'introduction de  $X_2$  améliore significativement le modèle .

## **IV.2- PRESENTATION DES PARAMETRES QUI SONT SUSCEPTIBLES D'INFLUENCER LES PLUIES JOURNALIERES MAXIMALES :**

### **IV.2.1- La variable régionalisée :**

#### **Définition :**

Un phénomène hydrométéorologique peut être caractérisé par la répartition dans l'espace d'un certain nombre de grandeurs mesurables , qui seront appelées variables régionalisées .

Nous parlons aussi des variables régionalisées une variable caractérisant un phénomène spatial ;

Dans notre cas : la variable à régionaliser est les quantiles des pluies journalières maximales ; et les paramètres caractérisant l'espace sont les facteurs caractérisant le relief .

**IV.2.2- Les facteurs du relief :**

Du point de vue relief le bassin versant de la Seybouse est très varié , au nord la plaine littorale d'Annaba et la vallée de la Seybouse ,qui correspondent à des zones pluviométriques relativement homogènes qui dépassent les 900mm . Au centre les dépressions ( Guelma , Bouchegouf , Oued Zenati ) ; et la chaîne montagneuse introduisent des écarts remarquable sur la pluviométrie ( 60mm ) où intervient l'effet d'assèchement local des masse d'air . Au sud les hautes plaines s'individualisent par un climat méditerranéen continental plus sec de telle façon la précipitation soit de l'ordre de 500mm .

Ce relief peut être caractérisé par deux types de paramètres :

- ceux qui traduisent les distances ; ce sont les coordonnées lambert .
- ceux qui caractérisent la forme du relief et qui se traduisent par l'altitude et les pentes .

**IV.2.2.1-Coordonnées Lambert :**

Nous avons introduit ce paramètre qui se résume par les composantes (X:longitude ; Y: Latitude ) ; afin de visualiser en 1<sup>er</sup> lieu l'emplacement des différents postes pluviométriques et en 2<sup>em</sup> lieu l'effet de la distance qui sépare l'origine de la masse d'air du lieu des postes .

**IV.2.3- L'Altitude :**

En pluviométrie , il se pose le cas suivant :

Poussé par le vent , le système nuage est « bloqué » par le relief . La relation pluie-altitude a une forme linéaire jusqu'à une certaine altitude  $Z_i$  .

Soit une forme générale :

$$P = c \cdot Z \quad \text{telle que la constante « c » est le gradient altimétrique .}$$

Au delà de l'altitude correspondant au point Z ; le nuage ayant déjà été contraint de se vider , il pleuvra moins en altitude .

La pluie deviendra de moins en moins forte alors qu'on grimpe en altitude .



#### IV.2.4- L'Exposition :

L'exposition par rapport à l'orientation des vents dominantes est un côté très remarquable sur la quantité de précipitation, on note aussi que l'influence sur l'écoulement des masses d'air n'est pas la même suivant les orientations des versants.

Pour justement tenir compte de l'orientation des vallées et des versants, « Lambert » propose une méthode qui paramètre l'orientation des versants et l'encaissement du site.

La méthode proposée est basée sur le raisonnement suivant :

Supposons que nous soyons en (M) à l'abri d'une crête montagneuse. L'influence de cette crête est d'autant plus forte qu'elle est élevée par rapport au site où nous nous trouvons ( $d_2$ ) et qu'elle est proche ( $d_1$ ). Pour tenir compte en même temps des aspects dénivelée et distance ; il est raisonnable de faire intervenir la tangente de l'angle  $\theta$  sous lequel on voit cette crête. Evidemment ; cet angle  $\theta$  est à mesurer selon la direction des vents dominants.

Par ailleurs,  $\text{tg}\theta$  ne peut à elle seule mesurer l'influence de la crête ; à cela deux raisons : d'une part ; un pic isolé n'aura pas la même influence qu'une crête continue ; il faut donc ne plus se contenter de  $\text{tg}\theta$  selon la direction des vents dominants ; mais mesurer  $\text{tg}\theta$  selon des azimuts situés de part et d'autre de la direction des vents dominants. D'autre part, les vents dominants s'orientent dans une certaine « fourchette » d'azimuts, mais ils peuvent varier d'une dépression à l'autre et d'une saison à l'autre.

On peut donc construire un paramètre caractérisant l'environnement du site, à partir de l'angle solide sous lequel on voit l'horizon entre deux vents dominants (fig.IV.2).

Cependant on définit une fonction ; elle est dénommée fonction TG et elle est décrite comme suit :

Dans ce présent chapitre nous essayons d'introduire deux variantes d'altitude;

- l'altitude réelle au poste pluviométrique :  $Z$
- l'altitude lissée :  $ZFS$

Ce mode de lissage est déjà utilisé manuellement par plusieurs auteurs. Son objectif est de ne tenir compte que de la topographie qui influe réellement sur le mouvement des masses d'air.

Pour calculer la cote  $ZFS$  d'un point  $M_i$  nous proposons d'abord de construire un maillage centré sur le poste pluviométrique, la taille de ce dernier est obtenues par interpolation linéaire, à partir des huit autre noeuds les plus proches.(fig.IV.1).

Ainsi :

$$ZFS = \text{Max} \left( Z; \frac{Z_1 + Z_8}{2}; \frac{Z_2 + Z_7}{2}; \frac{Z_4 + Z_5}{2}; \frac{Z_3 + Z_6}{2} \right)$$

D'après la figure.IV.1, le calcul de  $ZFS$  ; nécessite la construction d'un maillage régulier de 2 km sur 2 km ; de neuf noeuds centrés sur les différents postes pluviométrique sélectionnés au préalable. ( annexe 2 )

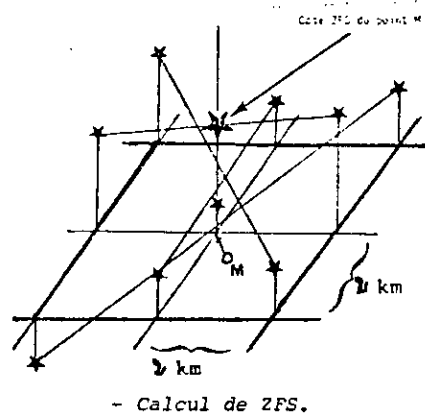


fig.IV.1

Cette fonction ne dépend que des deux paramètres AZ1 et AZ2 qui ne peuvent, par ailleurs, prendre que des valeurs multiples de  $\pi/4$ ; on calcul comme le suggère la figure.IV.3, les tangentes selon trois directions ( $tg\theta_1$ ;  $tg\theta_2$ ;  $tg\theta_3$ ) puis en effectue la moyenne pondérée par les angles  $\varphi_i$  limités par les deux bissectrices :

$$TG = \frac{\sum \varphi_i \cdot tg\theta_i}{\sum \varphi_i}$$

Enfin ; on peut noter que les valeurs de TG varient de  $-\infty$  à  $+\infty$ ; TG étant négatif pour des zones de sommet et positif pour des zones en creux.

Nous construisons ainsi six paramètres caractérisants le site, ce sont les 6 tangentes : TG1 ; TGE ; TGN ; TGNE ; TGW ; TG3 (fig.IV.4), tel que:

- TG1 : tangente moyenne sous laquelle on voit l'horizon à partir des 25 noeuds entre les azimuts  $0^\circ$  et  $360^\circ$ .

- TGW : tangente moyenne sous laquelle on voit l'horizon ouest.

- TG3 : tangente moyenne sous laquelle on voit l'horizon nord-ouest.

- TGN : tangente moyenne sous laquelle on voit l'horizon nord.

- TGE : tangente moyenne sous laquelle on voit l'horizon est.

- TGNE : tangente moyenne sous laquelle on voit l'horizon nord-est.

On considérant le maillage régulier de 2 km sur 2 km de 25 noeuds centré au poste pluviométrique ; les différents fonctions de TG ont été calculer à partir des formules présentés en Annexe 2, et leurs résultats sont illustrés dans le tableau.IV.1.

Prenant comme exemple le calcul de TGNE qui exprime la tangente moyenne sous le quel on voit l'horizon est ; soit donc :

$$TGNE = \left( \alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_3}{4000} + \alpha_2 \cdot \left( \frac{Z_{13} - Z_4}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_5}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{10}}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{15}}{4000} \right. \right. \\ \left. \left. + \frac{Z_{13} - Z_{20}}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{25}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{24}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} \right) + \alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_{23}}{4000} \right) / (2\alpha_1 + 7\alpha_2)$$

Tableau.IV.1: Calculs des paramètres de relief.

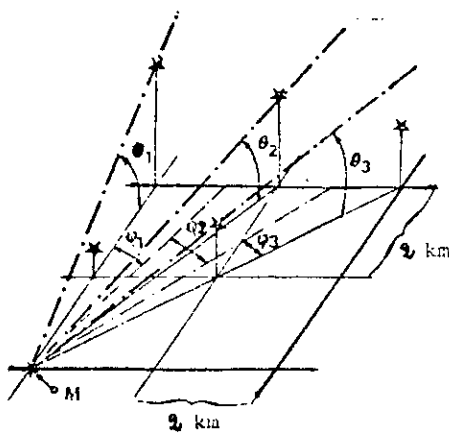
Nom de stations	TGE	TG3	TGW	TGN	TGI	TGNE
Aioun Semarra	-0,0265249609	-0,01365341134	-0,01092355214	-0,01961503136	-0,02676432349	-0,01732779232
Ain Beida	-0,01239989318	$9,122459941 \cdot 10^{-3}$	0,01020956669	$-9,923639994 \cdot 10^{-4}$	$-1,281061509 \cdot 10^{-3}$	$-9,841867084 \cdot 10^{-3}$
Oued Zenati	-0,04330038838	-0,0689069854	-0,05823485302	-0,0556358586	-0,1367025201	-0,0497336569
Ain Mekhlouf	0,01186996958	-0,02941596956	-0,0194751419	$-9,563225966 \cdot 10^{-3}$	$-7,099647 \cdot 10^{-3}$	0,01531732699
Ain Fakroun	$-8,091640787 \cdot 10^{-3}$	$5,155985415 \cdot 10^{-3}$	$-1,77407764 \cdot 10^{-3}$	$-1,251238462 \cdot 10^{-3}$	-0,028641895	-0,02147694892
Sedrata	-0,01487646603	-0,04963553133	-0,03272730575	-0,0320569707	-0,0336957306	$-7,882387145 \cdot 10^{-3}$
Ain Sedjera	0,02071128638	$7,577469667 \cdot 10^{-3}$	$2,50747568 \cdot 10^{-3}$	0,013400950	0,0141284708	0,024560551
M'daourouch	$6,555277934 \cdot 10^{-3}$	$-7,902336149 \cdot 10^{-3}$	$-4,670949644 \cdot 10^{-3}$	$-8,959720943 \cdot 10^{-4}$	0,01312132488	0,01445515769
Ksar Sbahi	-0,01264257285	$-2,033157763 \cdot 10^{-3}$	-5,924102265	$-6,811026655 \cdot 10^{-3}$	-0,01167677912	$1,56524263 \cdot 10^{-3}$
Bordj Sabah	-0,05235402686	-0,06002273656	-0,04746083720	-0,0540810271	-0,1281570899	-0,035528943
Seraidi ex Bugeaud	0,1677415654	0,41286053	0,1055163926	0,1492454227	0,2386826784	-0,0907218624
Annaba Marche	$7,085834959 \cdot 10^{-3}$	$-7,170212413 \cdot 10^{-3}$	$-0,328804940 \cdot 10^{-3}$	$-2,47070425 \cdot 10^{-4}$	-0,057614951	$6,908078256 \cdot 10^{-3}$
Heliopolis	-0,02988960558	-0,02253569173	-0,1235839813	-0,2551019712	-0,0533754285	-0,0109054669
Bouati Mahmoud ex Galli	-0,01876327178	-9,737677136	-0,025942196	-0,013735343	-0,08557172277	-0,0361034456
Guelma	$-9,759866713 \cdot 10^{-4}$	$-8,065856736 \cdot 10^{-3}$	-0,0246690421	$-4,51506794 \cdot 10^{-3}$	-0,012342489	$-3,56551089 \cdot 10^{-3}$
Chihani	$3,731288817 \cdot 10^{-3}$	$9,008940528 \cdot 10^{-3}$	$1,704847782 \cdot 10^{-4}$	$6,30572328 \cdot 10^{-3}$	$-1,303320987 \cdot 10^{-3}$	$-3,291430269 \cdot 10^{-3}$
Bouhegouf	-0,03074443326	-0,01560758497	-0,03391896202	-0,02256136402	-0,1118357340	-0,04195590143
Bouhadjar	0,0489744901	-0,05029372577	-0,04826310135	-0,0475852909	-0,06844835115	-0,3500077979
Ain Berda	0,2002142474	0,0235115448	0,0115874728	0,02125135369	0,04248325492	0,0105120624

$\alpha_1$  et  $\alpha_2$  sont des angles de pondération, soit le cas  $\alpha_1 = \pi/16$  et  $\alpha_2 = \pi/8$ .

Les altitudes  $Z_i$  ont été lues sur les cartes topographiques à l'échelle 1/200000.

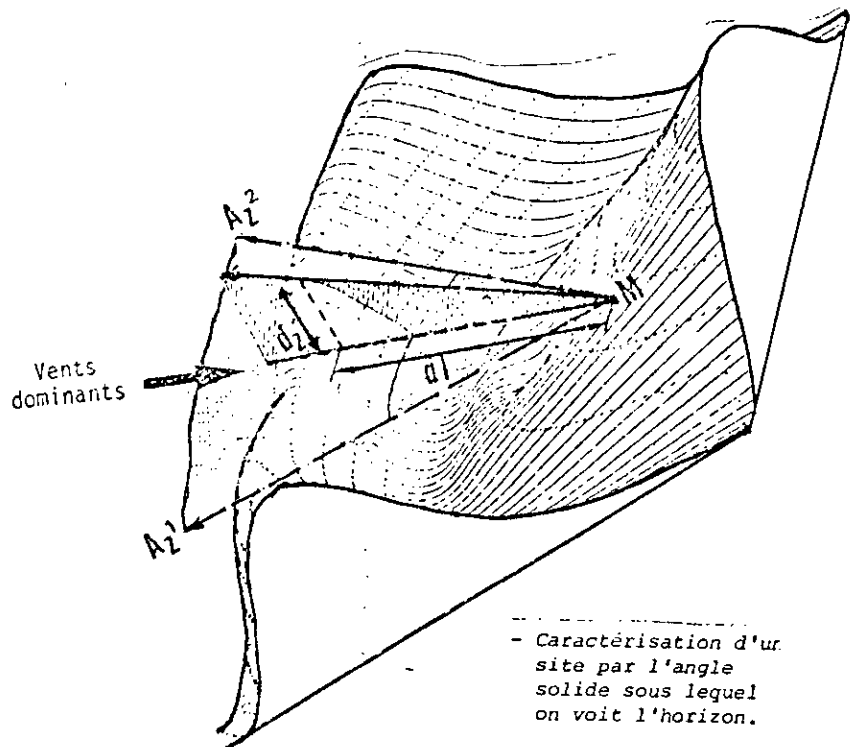
Nous avons ainsi échantillonné près de 500 altitudes.

En plus des facteurs du relief cités ci dessus, il existe d'autres qui ont une signification remarquable dans la description du phénomène de précipitation, telle que les gradients altimétriques : (  $XY, XZ, YZ, 1/X, 1/Y, 1/Z, 1/Y-550$  ); soit en résumé 17 variables explicatives.



- Calcul de TG sur un angle de  $\pi/4$ .

fig.IV.3



- Caractérisation d'un site par l'angle solide sous lequel on voit l'horizon.

fig.IV.2

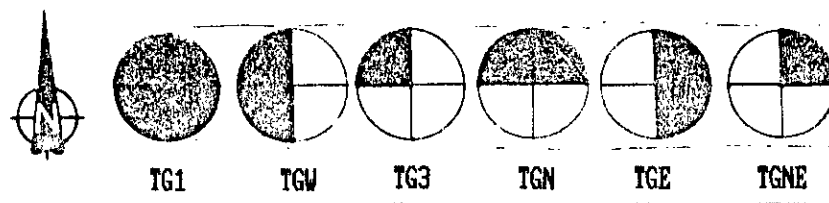


fig.IV.4

**IV.3-PROCEDURE ET METHODOLOGIE DE CALCUL :**

La méthode de régression multiple linéaire utilisé dans notre étude est la méthode régression de type ( backward-élimination ).

Cette méthode consiste à effectuer la régression multiple avec toutes les variables explicatives (NV), on calcul alors les différents coefficients de corrélation partielle, ainsi que le coefficient de corrélation multiple, et on élimine éventuellement la variable dont le coefficient est le moins significatif et on recommence la régression à NV-1 variables, jusqu'à ce que tous les coefficients de corrélation soient significatifs à un seuil fixé à l'avance.

- La signification du coefficient de corrélation multiple est vérifiée par le calcul de la valeur de la loi de FISHER-SNEDECOR associé à une variable  $f_1$  est un seuil de signification  $\alpha$ .

La loi de FISHER-SNEDECOR est donnée par l'approximation de PAULSON :

$$P(F < f) \cong P \left( U < \frac{f_1^{1/3} \left( 1 - \frac{2}{9d_2} \right) + \frac{2}{9d_1} - 1}{\sqrt{\frac{2}{9d_1} + f_1^{2/3} \cdot \frac{2}{9d_2}}} \right)$$

U : est la variable réduite de la loi normale associée au seuil de signification  $\alpha$

$d_1$  ;  $d_2$  sont les nombres de degré de liberté.

$$d_1 = NO - NV$$

$$d_2 = NV - 1$$

$$f_1 = \frac{NO - NV}{NV - 1} \cdot \frac{r}{1 - r}$$

r : est le rapport de corrélation.

- La signification du coefficient de corrélation partielle est vérifiée par le test de STUDENT-FISHER :

---

$$P\left(t \leq 0,5 \cdot LN\left(\frac{1+f_2}{1-f_2}\right) \cdot d^{0,5}\right)$$

t : est la variable de STUDENT associée au seuil de signification .

$f_1$  : est la valeur absolue du coefficient de corrélation partielle .

d : est le nombre de degré de liberté  $d = NO - NV - 1$  .

#### **IV.4- RESULTATS DE LA REGRESSION MULTIPLE :**

Pour montrer la qualité de la régression et la validité des modèles retenus nous avons proposé et testé deux variantes différentes :

\* Variante N°1 : L'application de la régression multiple sur l'ensemble des stations du bassin ( 19 stations ).

\* Variante N°2 : Une régression avec (17) stations , les deux autres de ( Ain Berda ) et ( Bouhadjar ) sont réservées pour la vérification et la validation du modèle trouvé .

Les résultats de régression sont les suivants :

##### **A- VARIANTE N°1 :**

###### **A.1- Pluie journalière maximale quinquennale :**

Les résultats de la régression multiple pour les pluies journalières maximales quinquennales apparaissent très satisfaisante .

Nous venons donc de remarquer que ces pluies se corrént très bien avec la position géographique , les angles solides ainsi que l'altitude réelle et lissée du post considéré .

Le coefficient de corrélation multiple est de 0,969, et de coefficient de corrélation partielle varient entre 0,61 et 0,77 .

Ces résultats signifie que chacun des regresseurs précédents intervient fortement dans la reconstitution des pluies quinquennales .



Tableau 4.1 :

Variable	coefficients de régression	coefficient de corrélation partielle
X	-0,424063	-0,7917717
Z	0,3188457	0,676993
YZ	-5,482876,E(-04)	-0,6104683
ZFS	-0,2004201	0,7730573
TG3	869,8712	0,7739872
TGN	1062,754	-0,7725017
TG1	-2131,378	-0,6391956
TGNE	-475,8205	0,7705683
		terme constant : 485,7567
		coefficient de corrélation multiple : 0,9692731
F expérimental : 15,52631 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ) .		
plus petit r : 0,6104683 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ) .		

La relation de régression suivante, explique les fluctuations des précipitations journalières maximales quinquennales dans l'espace :

$$P_{j5}^* = -0,424063 \cdot X + 0,3188457 \cdot Z - 5,482876(E - 04) YZ \\ - 0,2007201 \cdot ZFS + 869,8712 \cdot TGE + 1062,754 \cdot TG3 \\ - 2131,378 \cdot TGN - 475,8205 \cdot TG1 + 749,6838 \cdot TGNE + 485,7567$$

Cette relation montre que les pluies quinquennales sont proportionnelles à l'altitude, TGE, TG3 et TGNE, et inversement proportionnelles à la latitude, la hauteur lissée, et à la longitude, TGN et TG1.

Les précipitations augmentent particulièrement avec la longitude et l'altitude.

Elles croissent plus en allant vers le Nord où les vents dominants s'orientent suivant cette direction, plus l'horizon est fermé dans la direction Est et Nord-Ouest, plus la

pluviométrie est importante. C'est dans ce sens qu'intervient les signes positives de TGE, TG3 et TGNE.

Le signe négatif de TG1 explique que dans une partie de la Seybouse, la pluviométrie est assez forte en étant en altitude et dans une crevasse.

### A.2- Pluies journalières maximales décennales :

Pour expliquer la précipitation journalières maximales décennales nous avons retenu les résultats de la régression suivants :

Tableau 4.2 :

Variable	coefficients de régression	coefficient de corrélation partielle
X	-0,2780589	-0,6451249
XZ	7,824783(E-05)	0,5574473
YZ	-3,752996(E-04)	-0,6875877
TGE	+426,2134	0,5722924
TG3	593,994	0,6737754
TGN	-1368,819	-0,6652076
TGNE	416,0167	0,5820066
		terme constant : 485,7567
		coefficient de corrélation multiple : 0,9193661
		F expérimental : 8,582148 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ).
		plus petit r : 0,557447 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ).

La relation de la régression retenue au seuil de 95% est de :

$$P_{10} = -0,2780589 \cdot X + 7,824783E - 05 \cdot XZ - 3,752996E - 04 \cdot YZ \\ + 426,2134 \cdot TGE + 593,944 \cdot TG3 - 1368,819 \cdot TGN \\ + 416,0167 \cdot TGNE + 348,3754$$

Les pluies de fréquences décennales sont fortement liées au angles solides , la latitude et à l'altitude avec un coefficient de corrélation très significatif ( 0,919 ) et des coefficients de corrélation partielles assez bons , varient entre (0,557) et (0,687). Ces précipitations augmentent avec l'altitude et la latitude , elles sont particulièrement importante quand les postes pluviométriques sont exposés par rapport aux horizons Est et Nord-Ouest , ou les vents dominants s'orientent suivant ces directions . Au fur et à mesure ces pluies diminuent que l'on se dirige vers l'est du bassin .

### A.3- Pluies journalières maximales cinquanteanales et centennales :

les résultats de la régression des pluies cinquanteanales :

Tableau 4.3 :

Variable	coefficients de régression	coefficient de corrélation partielle
X	-0,0688045	-0,5666013
YZ	-1,083918 E-04	-0,6684951
TGE	281,6874	-0,6794846
		terme constant : 173,119
		coefficient de corrélation multiple : 0,773712
		F expérimental : 7,457341 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ) .
		plus petit r : 0,5666013 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ) .

$$P_{50} = -0,688045 \cdot X - 1,083918E - 04 \cdot YZ + 281,6874 \cdot TGE + 173,119 \quad (4.13)$$

Les résultats de la régression des pluies centennales :

Tableau.4.4 :

Variable	coefficients de régression	coefficient de corrélation partielle
X	-8.137511 E-02	-0,5666013
YZ	-1.187647 E-04	-0.6252383
TGE	321.2498	0.6516697
		terme constant : 195.9995
		coefficient de corrélation multiple : 0,7474816
		F expérimental : 6.330898 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ) .
		plus petit r : 0,5517374 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ) .

$$P_{100} = -8,137511 E - 02 \cdot X - 1,187647 E - 04 \cdot Y \cdot Z + 321,2498 \cdot TGE$$

D'après les relations retenues , on remarque bien que les pluies de fréquence cinquantenales et centennales ont la même structure spatiale , leur répartition est en fonction de l'altitude, les coordonnées géographiques ainsi que de la tangente (TGE). Elles sont proportionnelles à ( TGE ) est inversement proportionnelle à l'altitude et à la latitude .

Les coefficients de corrélations sont de 0,773 pour les pluies cinquantenales et de 0,747 pour les pluies centennales qui signifie que les trois prédicteurs ( X , YZ, TGE ) à eux seuls ne peuvent pas les expliquer .

La pluviométrie est plus importante sur les endroits qui sont exposés vers l'Est .

Les pluies amenées par les vents de direction Est , diminuent lorsqu'on allant vers l'Ouest et sur les hautes altitudes .

#### A.4- Validation des modèles de la première variante :

L'indépendance et la normalité des vecteurs résiduels ( tableau.4.5 ) des régressions obtenues sont nécessaires pour affirmer la validité et l'efficacité de ces derniers .

Le test de Wold-Wolfowitz [10] , a montré que l'hypothèse d'indépendance à 5% de signification pour les résidus des pluies quinquennales et décennales où la statistique  $U$  est de ( 0,705 et 1,34 ) respectivement , (  $U < 1,96$  ) .

Cette hypothèse est rejetée à la même seuil de signification ( 5% ) pour les résidus des pluies centennales ou  $U = 2,03 > 1,96$  .

D'après la visualisation graphique on constate que les ajustements des résidus de régression à une loi normale pour les différents quantiles donne de bon résultats (voir figure.IV.5) .

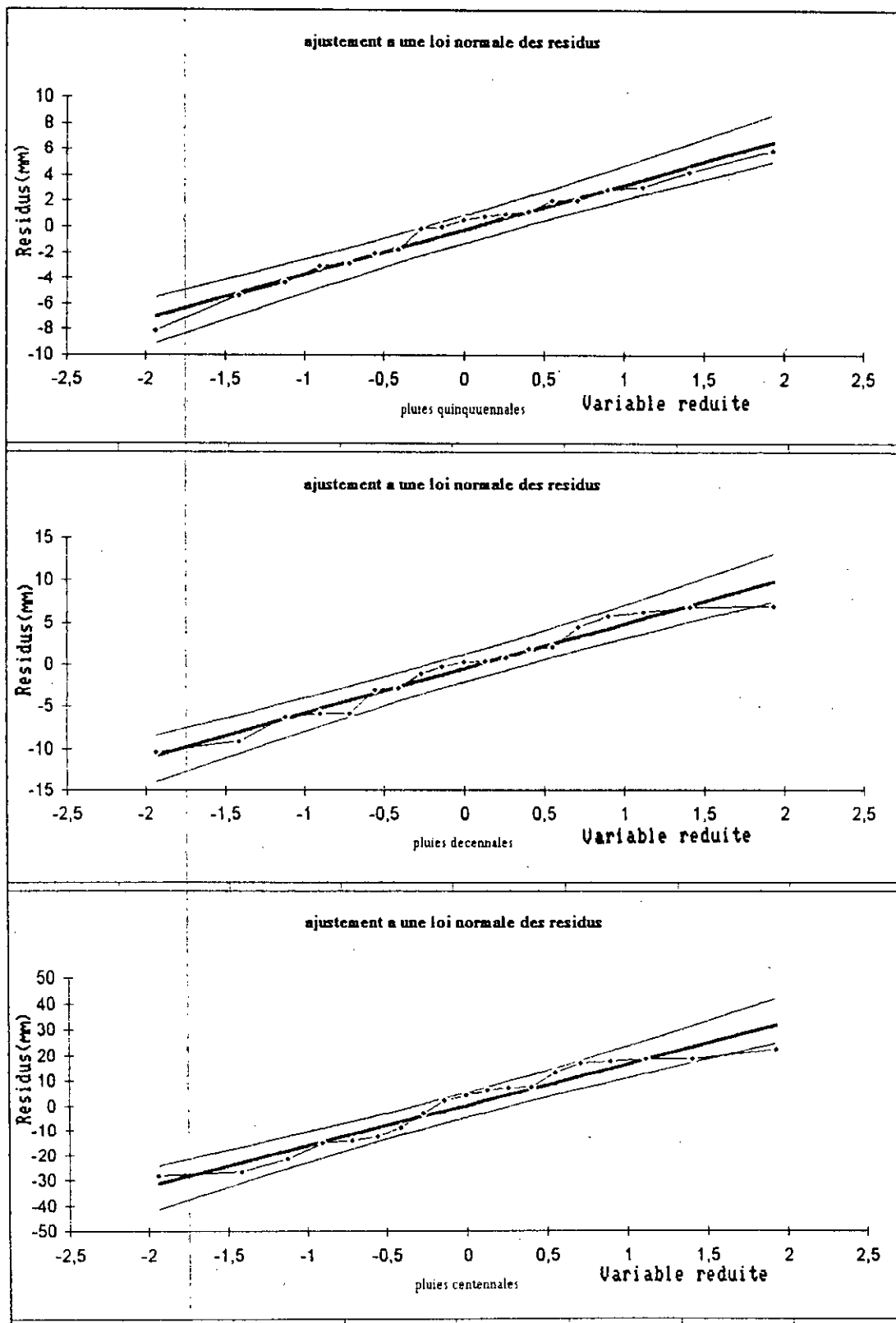
- Le test du cumul des résidus à été appliqué pour apprécier la corrélation entre les quantiles calculés sur la base des observations et ceux calculés par les formules des modèles obtenues .

Nous avons remarqué que la ligne brisée ( chemin suivi par les cumuls des résidus ) est bonne en ce qui concerne les pluies quinquennales et décennales : ( la ligne brisée est incluse dans une ellipse dite « ellipse de bois » . Avec une erreur de 2% ) , et moins bonne pour les pluies centennales ( fig.IV.6 ) .

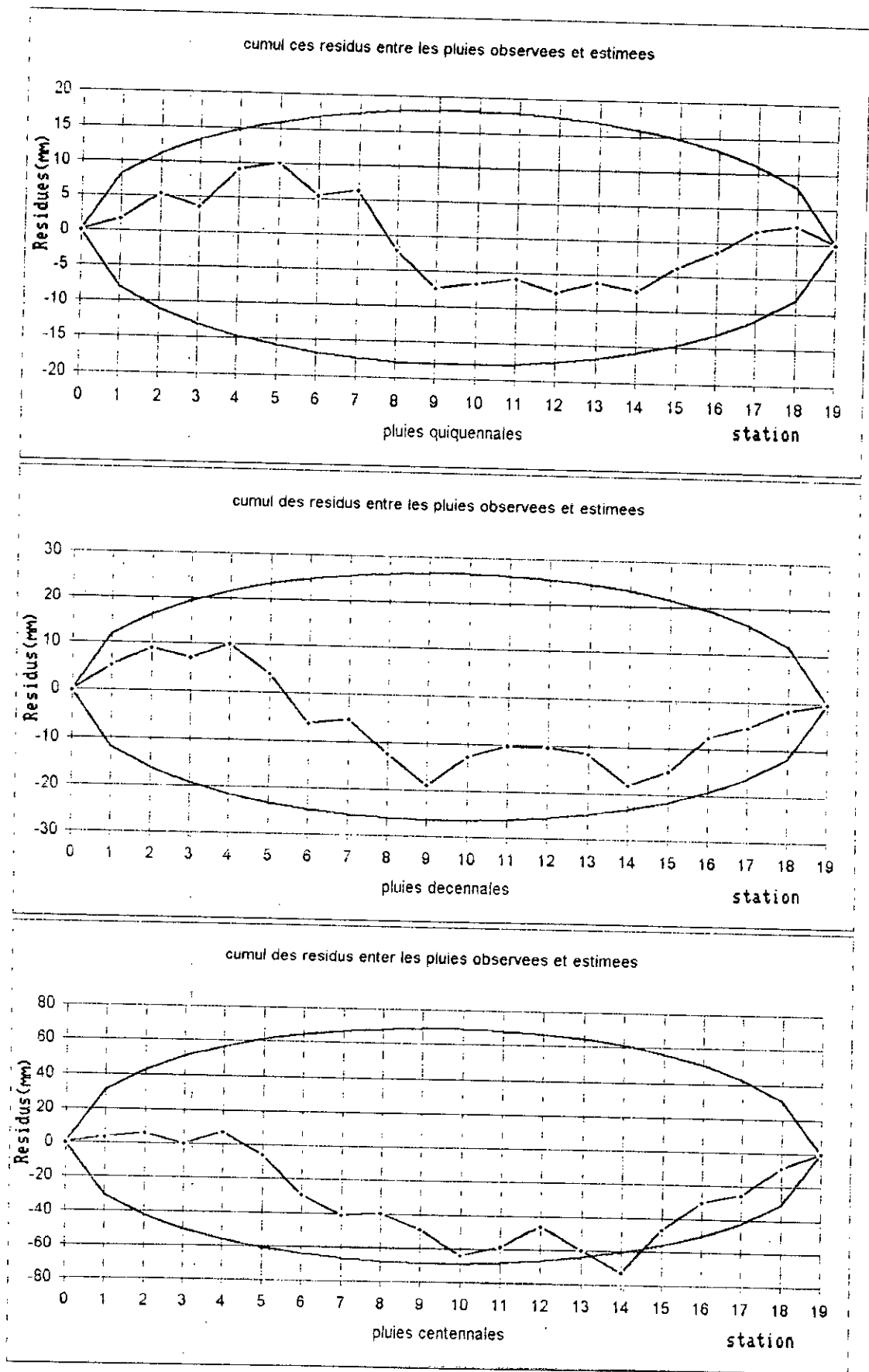
- Les graphiques de figure IV.7 montrent que la régression simple entre les valeurs observées et celles estimées par les différents modèles est meilleur pour les pluies quinquennales et décennales .

Tableau.4.5 : Valeurs des pluies estimés et résidus pour  $T = ( 5 , 10 , 100 )_{ans}$ 

Nom de station	Pluies estimés (mm)			Résidus (mm)		
	T=5ans	T=10ans	T=100ans	T=5ans	T=10ans	T=100ans
Aioun Semara	45,94	57,11	83,45	2,07	6,96	18,71
Ain El Beida	46,57	53,97	81,94	4,31	5,78	17,72
Oued Zenati	49,04	57,49	82,43	-1,78	-1,07	4,27
Ain Makhlouf	50,85	56,64	91,61	5,96	4,56	18,96
Ain Fakroun	50,94	55,57	88,42	1,20	-5,74	-12,75
Sedrata	46,94	54,39	83,45	-4,34	-10,31	-26,719
Ain Sedjera	59,87	71,88	94,99	0,54	0,36	-15,19
M'daourouch	37,35	47,03	85,60	-8,80	-5,75	13,54
Ksar Sbahi	48,24	56,89	84,28	-5,32	-6,23	-2,85
Bordj Sabah	53,96	69,32	83,94	0,79	6,33	-14,05
Seraidi	74,02	88,06	128,09	-0,16	-0,25	-8,76
Annaba marche	72,02	83,06	122,39	-2,86	-2,75	7,57
Heliopolis	67,87	77,11	97,97	1,03	-3,04	-21,69
Bouati	69,22	78,24	110,79	-2,02	-9,05	-28,2
Mahmoud						
Guelma	64,74	75,08	133,86	3,17	1,985	22,58
Chihani	61,19	75,57	115,78	2,08	7,08	17,93
Bouchagouf	60,94	69,32	103,65	2,95	2,12	7,29
Bouhadjar	72,05	88,04	138,180	-0,03	0,80	2,18
Ain Barda	61,14	76,37	115,15	-3,07	0,37	6,16

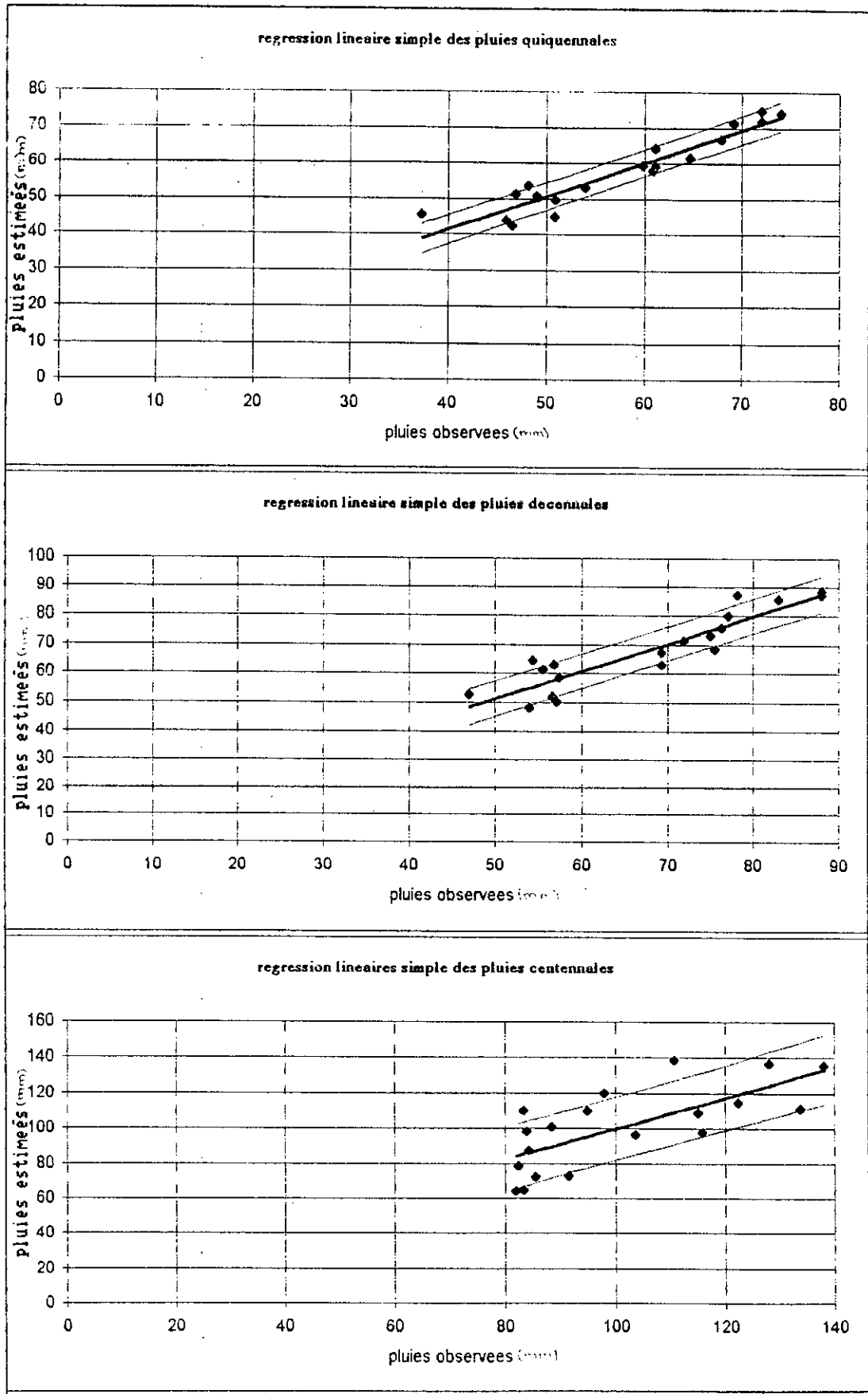


fig(IV.5)



fig(IV.6)





fig(IV.7)

**B- VARIANTE N°2 :**

La variante des modèles peut être confirmée par d'autres stations non incluses dans l'élaboration du modèle.

Le nombre de stations dans ce bassin n'était pas suffisant (19 stations). Néanmoins, une régression multiple a été faite pour les pluies décennales avec 17 stations.

Les résultats de la régression sont les suivants :

**B.1- Pluies décennales :**

Tableau.4.6 :

Variable	coefficients de régression	coefficient de corrélation partielle
X	-0,7076985	-0,8318505
Z	0,6034309	0,7667511
YZ	-9,236517 E-04	-0,8367214
ZFS	-0,3916371	-0,7206208
TGE	1505,462	0,8211045
TG3	1811,971	0,8131632
TG1	-890,5862	0,7023453
TGNE	1220,649	0,781813
terme constant : 778,4201 coefficient de corrélation multiple : 0,9595089 F expérimental : 9,02499 ( ayant moins de 5% de chance d'être dû au hasard ) . le plus petit r : 0,7023453.		

$$\begin{aligned}
 P_{10} = & -0,7076985 \cdot X + 0,6034309 \cdot Z - 9,236517 E - 04 \cdot YZ \\
 & - 0,3916371 \cdot ZFS + 1505,462 \cdot TGE + 1891,971 \cdot TG3 \\
 & - 0,3673,191 \cdot TG3 - 890,5862 \cdot TG1 + 1220,649 \cdot TGNE
 \end{aligned}$$

Le coefficient de corrélation est de 0,959 ce qui signifie l'adéquation de la relation trouvée .

Ces pluies sont très liées à l'altitude , la latitude ainsi que les angles solides . Elles sont très importantes sur hautes altitudes et elles diminuent lorsqu'en allant vers l'Ouest .

Les vents venant de direction Est et Nord-Ouest provoquent des fortes perturbations où la pluviométrie est très remarquable .

### **B.2- Validation du modèle de la deuxième variante :**

La vérification a été faite pour les stations de Ain Berda et Bouhadjar . Les pluies décennales estimées par le modèle de régression précédent, sont de 9,71 mm à Ain Berda et de 17,37 mm à la station de Bouhadjar .

### **C- CHOIX DE LA VARIANTE :**

Dans notre cas on se contente que de la première variante ( 19 stations ) , pour l'étude de la variante spatiale des pluies maximales journalières décennales .

Ce choix est dû au :

- Non changement des paramètres explicatives dans les deux régressions .
- Même comportement spatiale des pluies dans les deux cas .
- L'insuffisance des stations qui provoque une perte d'information dans la deuxième variante .
- Valeurs très élevées des résidus ( 9,71 mm ) et ( 17,37 mm ) par rapport aux résidus raisonnables dans le premier variant ( 0,369 mm ) et ( 0,802 mm ) ; respectivement dans les stations de Ain Berda et Bouhadjar .

#### IV.5- CONCLUSION PARTIELLE :

- L'étude des champs pluviométriques sous l'angle de la théorie des variables régionalisées a permis de dégager certaines caractéristiques de la structure spatiale des pluies journalières maximales ; comme le montrent les résultats obtenus ; les variables spatiales de la pluviométrie n'est pas un phénomène purement aléatoire ; mais comporte un certain déterminisme qui tend à imposer sa propre structure .

La composante déterministe principale est donc l'effet du relief .

- Les régressions obtenues sont au sens statistique hautement significatives .

Le seuil de signification adapté pour les coefficients de corrélation ( partielle et multiple ) est de 95% ; il y a donc moins de 5% de chance pour que les régressions obtenues soient dues au seul fait du hasard .

- La qualité de la corrélation pluies/paramètres relief est meilleur dans le cas de pluies journalières maximales quinquennales et décennales ; les coefficients de corrélation multiple est respectivement 0,969 ; 0,919 et les coefficients de corrélation partielle sont nettement significatifs varient entre ( 0,557 - 0,85 ) .

- Les pluies journalières maximales cinquantinales et centennales sont structurés de la même manière avec des coefficients de corrélations multiple également significatives ne dépassent pas 0,78 . Par contre leur structure est différentes de celle des quinquennales et décennales dû probablement au fait qu'elles soient plus rares ou qu'elles ne sont pas provoquées par les mêmes perturbations . .

- Les paramètres de relief interviennent différemment dans la liaison avec la pluviométrie .

- L'altitude est un paramètre qui intervient dans toutes les régressions .

-L'altitude lissée, quand elle intervient ; fait ressortir le caractère très étendu dans l'espace de la variable .

-Les angles solides sont corrélés avec l'altitude de sorte qu'en montagne , on a plus de chance d'avoir des encaissements grands . L'horizon en altitude est fréquemment bouché la pluviométrie est alors plus forte ; c'est ce que signifie le signe positif des coefficients relatifs aux angles solides.

- Les résidus obtenus dans chaque régression ont des distributions gaussiennes .

- La validité des modèles trouvés peut être vérifiée par un test sur d'autres postes pluviométriques ( autre que ceux utilisés dans l'étude ) ;

Le manque de stations au niveau de ce bassin ne nous permet pas la vérification de ce test est confirmée par le test du cumul des résidus ainsi qu'à l'ajustement à la droite de la régression simple entre valeurs observées et celle restituées par le modèle , on notera que ces derniers sont moins bons pour les fréquences rares (pluies journalières maximales centennales) .

**CHAPITRE U**

**CARTOGRAPHIE**

## CHAPITRE V

### CARTOGRAPHIE

#### INTRODUCTION :

L'étude d'un phénomène naturel qui se développe dans l'espace ; repose nécessairement sur les données acquise à l'aide d'un réseau de mesures .

La connaissance spatiale discrète est insuffisant pour de nombreuse applications pratique exige une extension de l'ensemble du domaine d'étude .

Pour cela l'établissement de la cartographie du phénomène pluviométrique est nécessaire pour représenter ce dernier sous une forme synthétique facile à analyser .

Cette carte est aussi considérée comme un support qui permet l'évolution spatiale en dehors des points d'observations .

#### V.1- METHODE POUR CARTOGRAPHIE DES QUANTILES :

L'intérêt que porte la cartographie d'un phénomène spatialement structuré telle que la pluviométrie est donc claire ; reste à savoir comment peut-on cartographier ; ou d'une manière plus précise ; quelle sera la méthode qui permettra d'étendre les quelques informations recueillies ponctuellement à d'autre points de l'espace considéré .

Nous connaissons les relations linéaires entre les différentes variables pluviométrique, et les paramètres de relief .

Nous allons maintenant établir une cartographie de pluie décennale en tenant compte :

de modèle de régressions multiple établies au chapitre précédent, ce modèle nous permettra d'obtenir la pluviométrie en tout point d'un maillage d'un modèle numérique de terrain.

### V.1.1- Choix de maillage :

Un choix optimum d'un maillage est d'un grand intérêt ; un réseau à grandes mailles provoque une homogénéisation des valeurs et le risque d'une perte d'information, car des points d'échantillonnage peuvent être affectés au même noeud du réseau.

Par contre celui à maillage très serré force les courbes de niveau de passer rigoureusement par les points d'échantillonnage.

### V.1.2- Définition d'un modèle numérique de terrain (M.N.T) :

Le modèle numérique de terrain est défini comme étant une représentation numérique du relief : il s'agit donc d'une matrice  $Z_{ij}$  :

$i$  : étant la position en ligne et  $j$  : la position en colonnes.

La distance entre deux valeurs successives est constante et les coordonnées  $x, y$  sont connues implicitement à partir de la matrice.

### V.1.3- Le modèle numérique de terrain dans la région d'étude :

Dans le cadre de cette étude ; nous utiliserons le modèle numérique des bassins côtiers Algériens disponible à l'A.N.R.H.

Le M.N.T n'est pas facilement exploitable car il se présente sous forme d'une matrice d'altitude ; connaissant uniquement les coordonnées de point de repère et la distance séparant deux noeuds ( 2,5 km ).



Nous avons alors procédé par les étapes suivantes :

- 1- En utilisant le logiciel Surfer [ 24 ] ; nous avons pu visualisé la grille et repérer le maillage qui constitue la région de la Seybouse .
- 2- Reconstituer les coordonnées des limites inférieurs et supérieurs de la carte connaissant la taille du maillage .
- 3- Puis , nous avons tracé la carte de façon à obtenir un maillage de 2 km sur 2 km . (fig V.1)

## V.2- INTERPOLATION DES QUANTILES DES PLUIES DECENNALES PAR LA REGRESSION MULTIPLE :

D'après la formule des quantiles des pluies de fréquence décennale ( variable à cartographie ) , établie par la méthode de régression multiple . Nous avons procédé cependant à calculer les quantiles théoriques d'après la relation suivante :

$$\begin{aligned}
 P_{j10}^* = & -0,2781 \cdot X + 7,8248(E - 05) \cdot XZ - 3,7530(E - 04) \cdot YZ \\
 & + 426,2134 \cdot TGE + 593,9940 \cdot TG3 - 1368,8190 \cdot TGN \\
 & + 416,0167 \cdot TGNE + 348,3754
 \end{aligned}
 \quad (5.1)$$

Nous connaissons l'altitude et les coordonnées Lambert à chaque noeud de la grille qui constitue le modèle numérique de terrain [ 2 km ÷ 2 km ] de la région ; nous pouvons donc calculer les autres paramètres et construire leurs grilles correspondantes ( XZ , YZ , TGE , TG3 , TGN , TGNE ) .

La grille globale des pluies décennale théorique est établie par une combinaison linéaire de celles des paramètres utilisant la formule précédente .

On notera que ce travail est fait sur le logiciel « Excel » , où nous avons introduit les formules de  $P_{j10}^*$  ainsi celles présenté, en annexe 2 .

### V.2.1- La cartographie automatique des quantiles :

Cette dernière étape consiste en la mise sur support cartographique des résultats obtenus précédemment sous forme d'un fichier de données ( matrice globale) ou nous avons reconstitué pour chaque noeud de la grille ( 2 km sur 2 km ) la pluie théorique décennale correspondante .

En vue de cartographie les différents quantiles l'utilisation du logiciel « Surfer » [24] permet de tracer les courbes isovaleurs en utilisant une interpolation linéaire :

Nous présentons ainsi la carte des pluies journalières maximales décennales en figure ( V.2 ) .

### V.3- INTERPRETATION ET CONCLUSION :

Notre carte de la répartition spatiale des pluies journalières maximales décennales du bassin versant de la Seybouse , représente un échantillon caractéristique au niveau de l'Est Algérien .

En examinant la figure ( V.1 ) on peut remarquer que la carte semble plus fouillée au Nord , à l'Est et au Sud-Est .

Elle apparaît plus lisse au fur et à mesure qu'on se rapproche du Sud-Ouest . Cela est expliqué par la manque de station dans cette région .

La distribution des pluies décennales est visible du Nord au Sud du bassin et de l'Est à l'Ouest de ce dernier .

On note également une sensible dégradation pluviométrique de l'Est vers l'Ouest de 60 à 35 mm :

En effet ces pluies diminuent à mesure qu'on s'éloigne du littoral , elle varient de 100 à 35 mm du Nord au Sud . Cette dégradation est la cause de l'appauvrissement progressif de l'atmosphère en vapeur d'eau qui est dû aux courant aériens qui abandonnent progressivement leur pluie en franchissant les chaînes montagneuses (chaîne Numidique ) .

**CONCLUSIONS**

**GENERALES**

CONCLUSION GENERALE

Au terme de ce travail ; mené dans un vaste bassin de l'extrême Nord-Est Algérien ; aux nuances climatiques variées ; nous avons essayé de dégager certaines informations sur le comportement des précipitations journalières maximales vis à vis du relief .

Cependant l'insuffisance des équipements climatiques et le manque de documentation hydrologique , particulièrement l'absence de longues série d'observations n'ont pas rendu possible l'approfondissement de cette étude .

- Le bassin de la Seybouse présente une hétérogénéité remarquable du relief , cette hétérogénéité influe hautement sur la façon dont les différents facteurs tel que, l'altitude et les plaines agissant sur la répartition des températures et la circulation des masses d'air .

- L'étude de forme du bassin se ramène à son coefficient de compacité (  $K_C = 3,33$  ) , qui indique l'allongement total du bassin qui influe sur l'écoulement superficiel .

- Le réseau pluviométrique actuel est caractérisé par une faible densité , ce qui revient au sous équipement climatologique du bassin [ 9 ] qui présente un handicap sérieux pour toute étude de précipitation effectuée dans la région .

- L'application des tests de critique sur les séries de données disponibles a permis de déceler certaines erreurs et hétérogénéités . Celles ont été confronté au fichiers originaux afin de supprimer les éventuels cumuls et erreurs de transcription .

- Les ajustements des quatre lois ( chapitre III ) sur les 19 postes pluviométriques les plus fiables et disposant des séries plus longues a montré que ces derniers pouvait être modélisés statistiquement par une loi Log-Pearson III .

- En utilisant la méthode de régression multiple pour l'étude de la répartition spatiale des précipitations maximales journalières ; nous avons trouvé que les pluies quinquennales et les pluies décennales sont bien corrélées avec les prédicteurs du relief  $0,914 \leq R \leq 0,969$  dont leurs coefficients de corrélation sont 0,969 et 0,914 respectivement . Par contre les centennales et les cinquantennales sont moins expliqués par le relief , coefficients de corrélations ne dépassent pas 0,773 .

- La structure spatiale des pluies décennales est la même que pour les pluies quinquennales , tandis qu'elle est différente en ce qui concerne les pluies cinquantennales et centennales , ceci est probablement dû au fait que celles-ci sont plus rares ou qu'elles ne sont pas provoquées par les mêmes perturbations .

- Les résultats de la régression multiple ont montré que les angles solides et l'altitude sont des paramètres qui interviennent fréquemment dans toutes les régressions .

- La validité des modèles expliquant les pluies maximales journalières a été effectuée par une analyse des résidus de régression ( 1<sup>er</sup> variante ) :

L'hypothèse d'indépendance et de normalité ont été vérifiées pour les pluies de fréquences quinquennales et décennales par contre sont rejetées dans le cas des pluies cinquantennale et centennales .

Autre test de vérification avec d'autres stations a été fait ( 2<sup>ème</sup> variante ) , mais vu l'insuffisance des stations et la perte d'information ce test a été rejeté .

- En utilisant le modèle numérique de terrain , la matrice des altitudes couvrant toute la région de la Seybouse et en tenant compte des modèles de régressions définis dans le chapitre IV , nous avons établi une carte d'isohyète des quantiles décennale . Cette dernière reflète les résultats de la régression multiple et

présente clairement la variation spatiale des pluies maximales journalières décennales .

- Arrivé donc au terme de ce travail , il est évident que notre étude ne constitue qu'une approche de modélisation très simple d'un phénomène très complexe qui est les pluies journalières maximales .

**BIBLIOGRAPHIE**

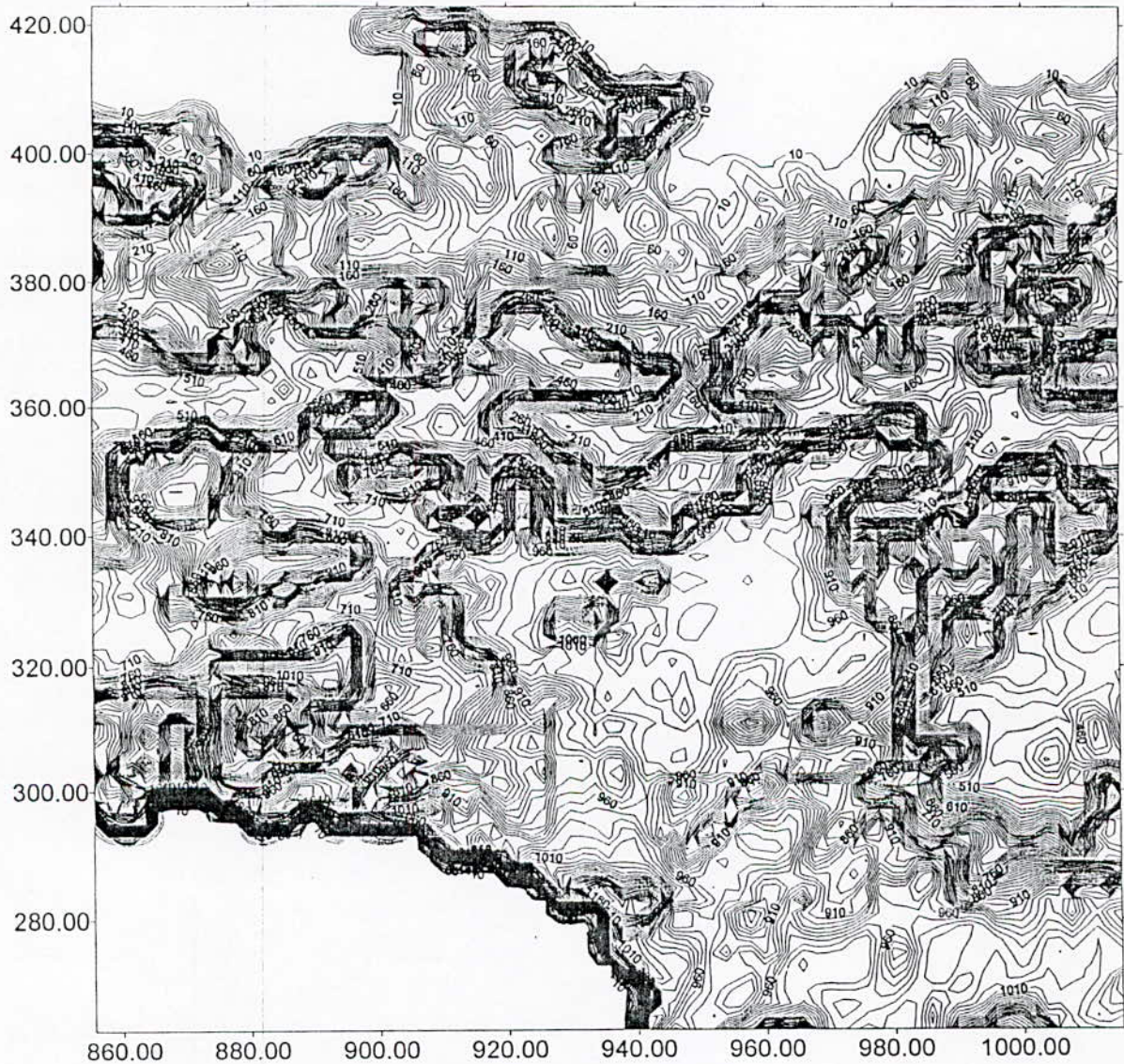
- [1] AISSANI.B (1983) . « Cartographie automatique du champs pluviométrique Exemple de la région Algéroise » . Information Géologique , Nancy .
- [2] ANGUEL.L ; BENDAHMANE.K (1992) . « Etude des pluies extrêmes dans le bassin de Sebaou » . Thèse d'ingénieur , E.N.P.
- [3] ARLERY.H (1973) . « Climatologie , méthode et pratique » .
- [4] BOBEE.B ; ASHKAR.F et EL JABJ (1991) . « The gamma family and drived distribution . Applied in hydrology » , Water ressource Publication .
- [5] CHRISTIAN.L (1972) . « Introduction à l'économétrie » . DUNOND .
- [6] DAGNELIE (1975) . « Analyse statistique à plusieurs variables » , volume I . Gembloux , Belgique .
- [7] DUBREUIL.P (1974) . « Initiation à l'analyse hydrologique » . Masson et Cie, ORSTOM .
- [8] FOUKAR.T (1991) . « Introduction au test statistique » . Edition Technip .
- 9] GHACHI.A (1986) . « Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie » .
- [10] H.F.A (1991) . P.C Version 1.0 , BOBEE.B and ASHKAR.F (1988) . « The gamma and drived distribution . Applied in hydrology » ,Vevjevich Edition, Water ressource publication .



- [11] KAULAL.N (1992). « Optimisation d'un réseau de mesure pluviométrique ».  
Mémoire de projet de fin d'étude , E.N.P .
- [12] LARRYW , MAYS et DAVDR , Maidment et Vente Chow (1988) .  
« APPLIED HYDROLOGY » .
- [13] LIAMAS.J (1985) . « Hydrologie générale , principes et applications » .  
Québec , Gaëtanmorin .
- [14] MALINVO.E (1964) . « Méthodes statistiques de l'économétrie » . Dunond,  
Paris.
- [15] MEDDI.M (1992) . « Hydro pluviométrie et transport solide dans le bassin  
versant de l'oued Mina (Algérie) » . Thèse de doctorat de l'université  
Louis Pasteur , Strasbourg .
- [16] MERABET.A et BEROUA.B (1995) . « Pluies de courte durée » . Mémoire  
de projet de fin d'étude , E.N.P.
- [17] MOUHOUS.N , HABOUCHE.T (1995) . « Rapport n°3 , Etude des pluies  
de courte durée appliqué du bassin de Soummam » . ANRH .
- [18] MOUHOUS.N , HABOUCHE.T (1995) . « Rapport n°2 , Critique des pluies  
journaliers maximales dans le bassin versant de la Soummam » .ANRH .
- [19] MOULAI.HAMLAOUI.L (1995) . « Etude des précipitations maximales  
journalières dans la région du centre Algérien » . Thèse de magister,E.N.P.
- [20] REMENIERAS.G (1980) . « L'hydrologie de l'ingénieur » . Edition Eyrolles.

- [21] SAPORTA.G (1978) . « Théorie et méthode de statistique » . Edition Tecnip  
et Institut Français du Pétrole .
- [22] SCOURROU.G (1981) . « Climat et environnement , les facteurs locaux du  
climat » . Edition Masson .
- [23] MAKRIDAKIS et S.CWHEELWRIGHT(1978).«Méthodes and application»  
Edition Eyrolles
- [24] SURFER (1989) . « Access system Version 4.07 » , Golden Soft.Were Inc .

*Carte d'Altitudes De La Region  
De La SEYBOUSE*



Fig(v.1)

# CARTE DES PLUIES JOURNALIERES MAXIMALES DECENNALEE

DANS LA REGION DE LA SEYBOUSE

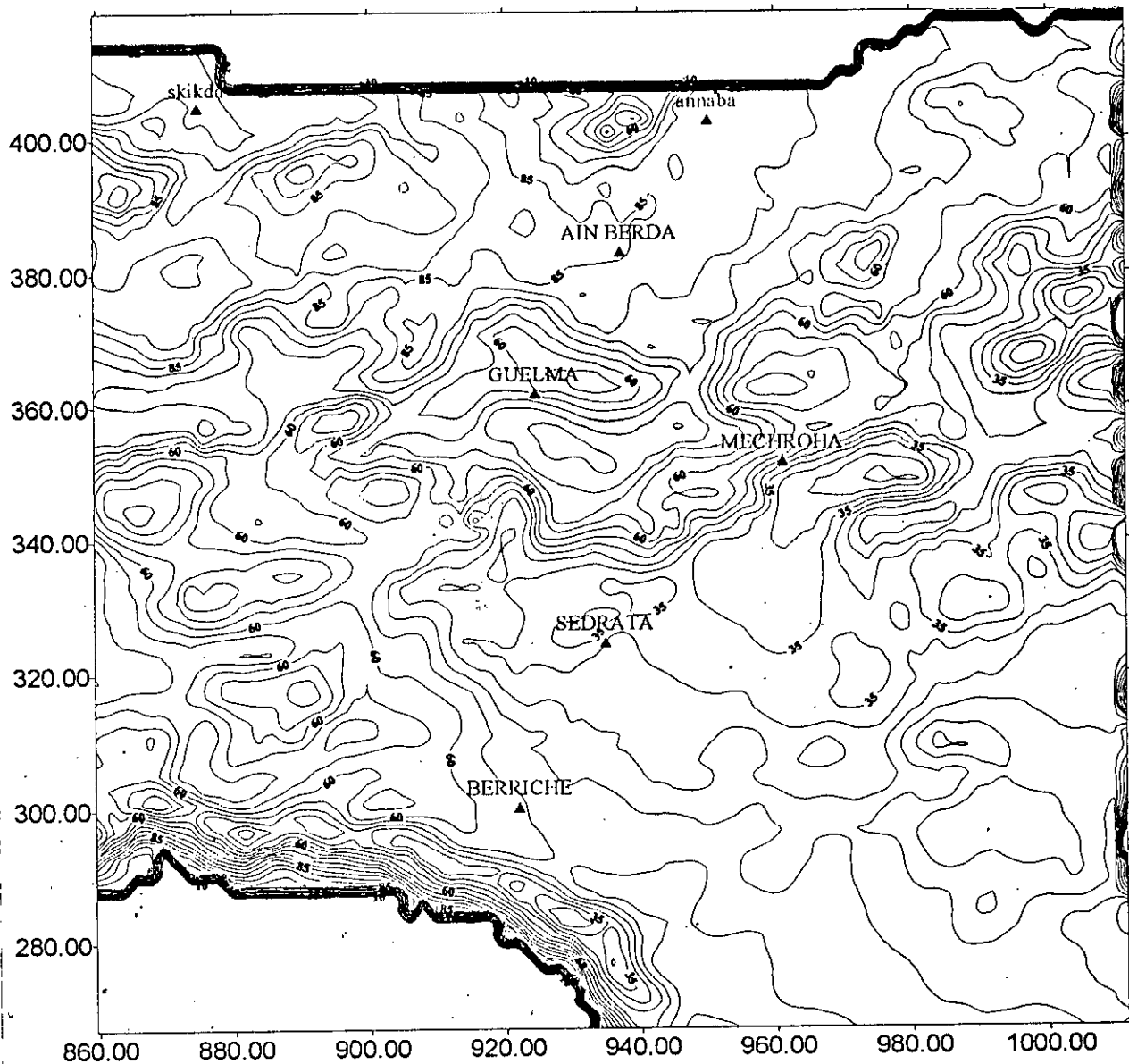
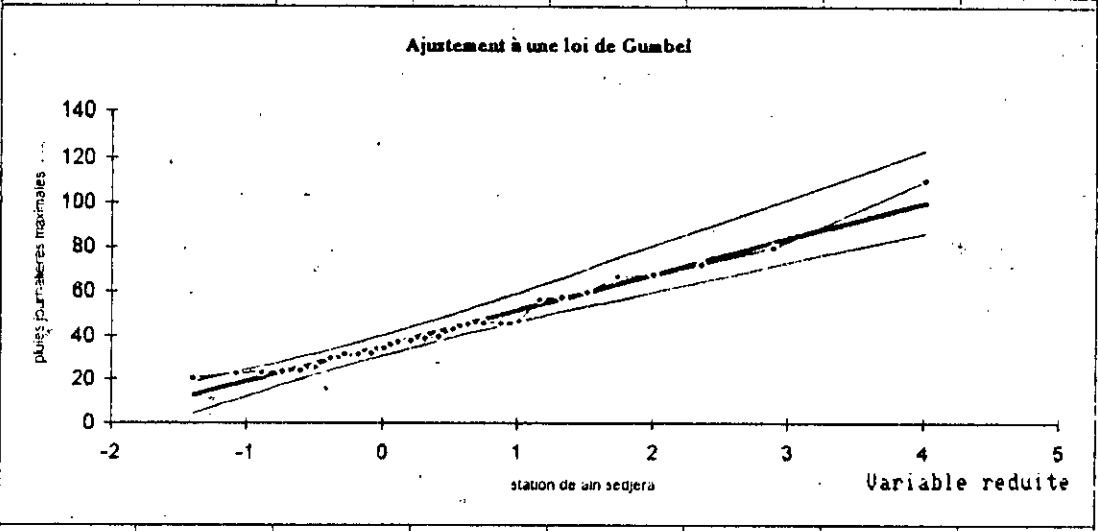
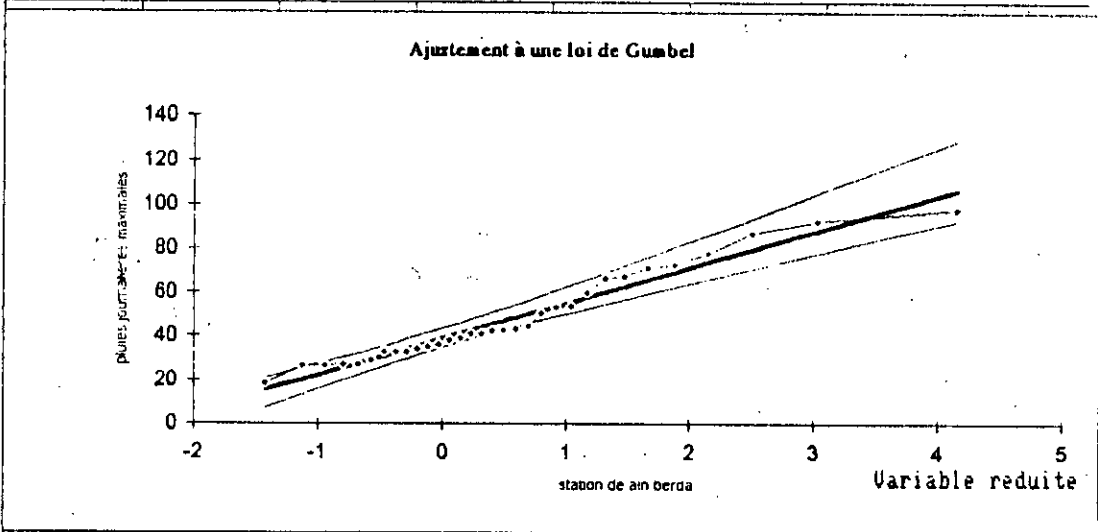
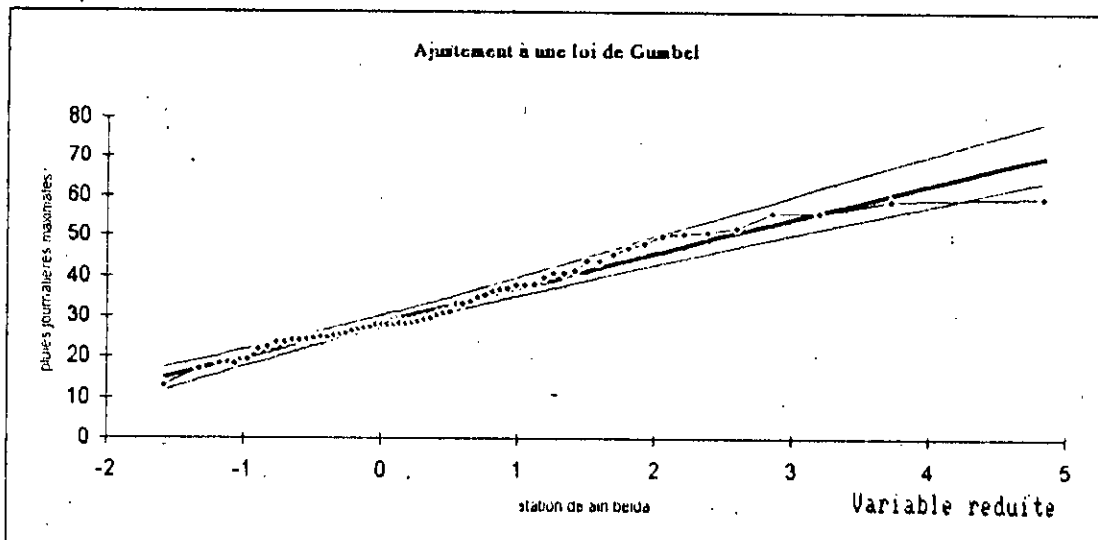
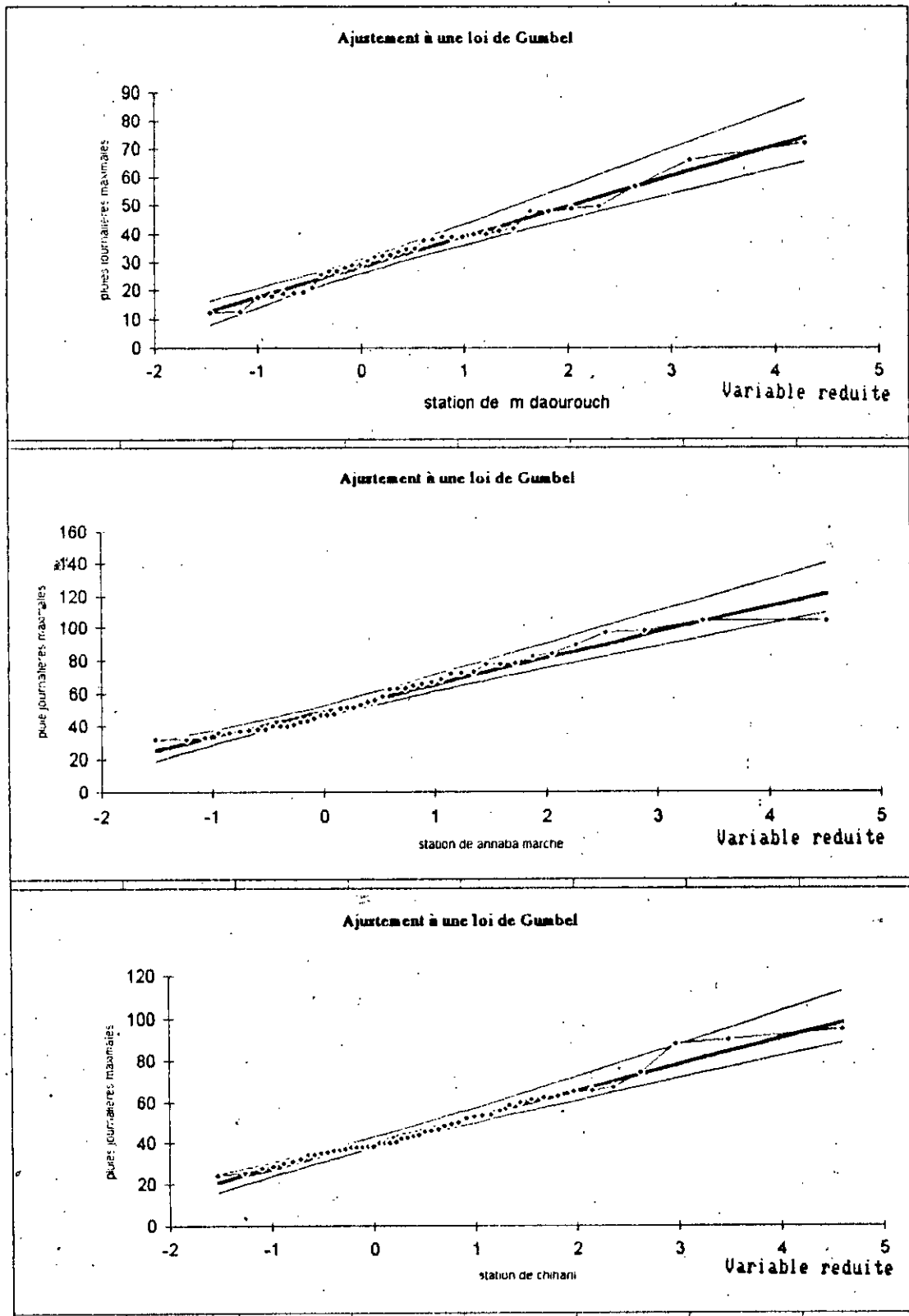


fig. (V.2)

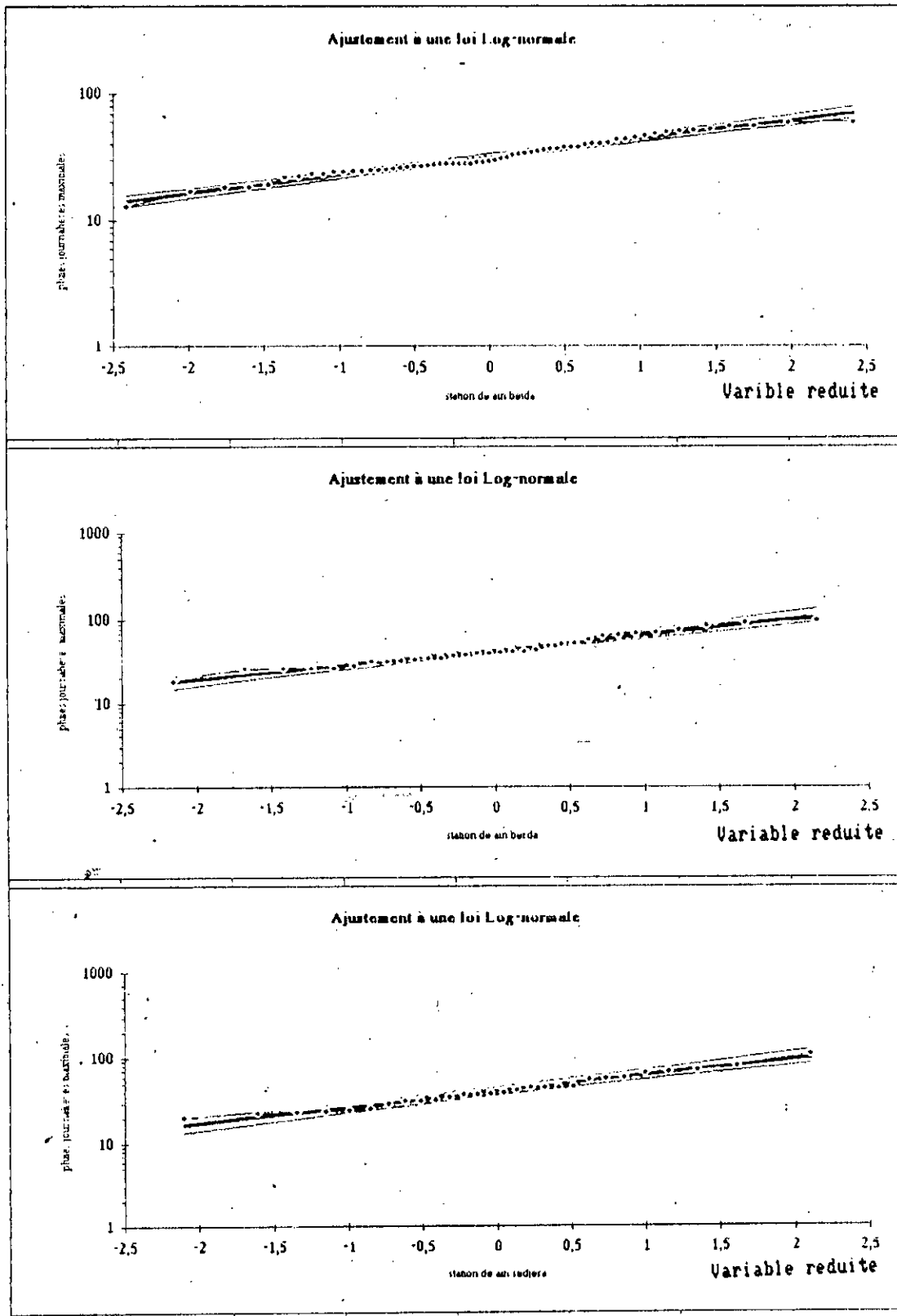
**ANNEXE**



Annexe.1 Ajustement a une loi Gumbel

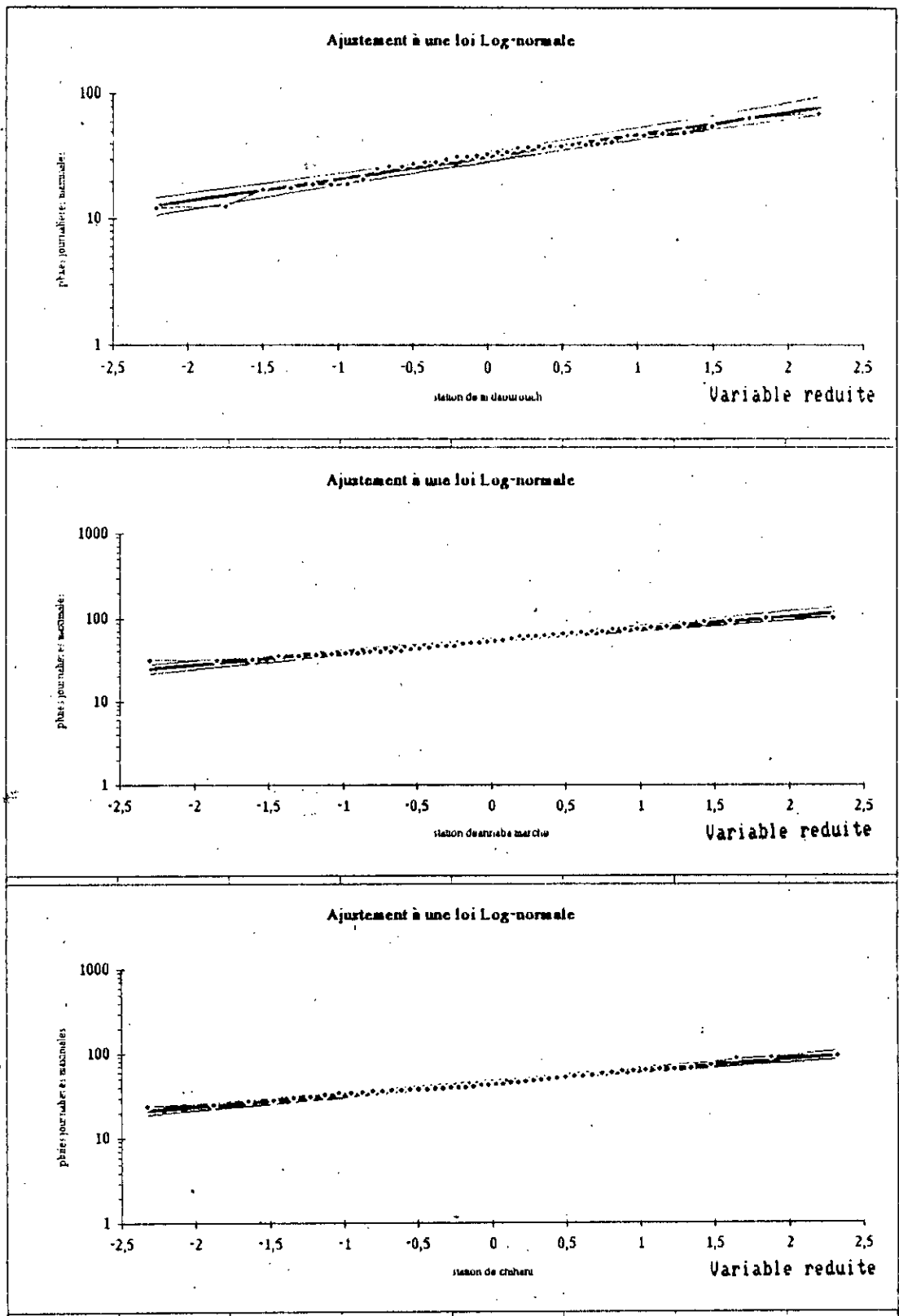


Annexe.1 Ajustement a une loi Gumbel

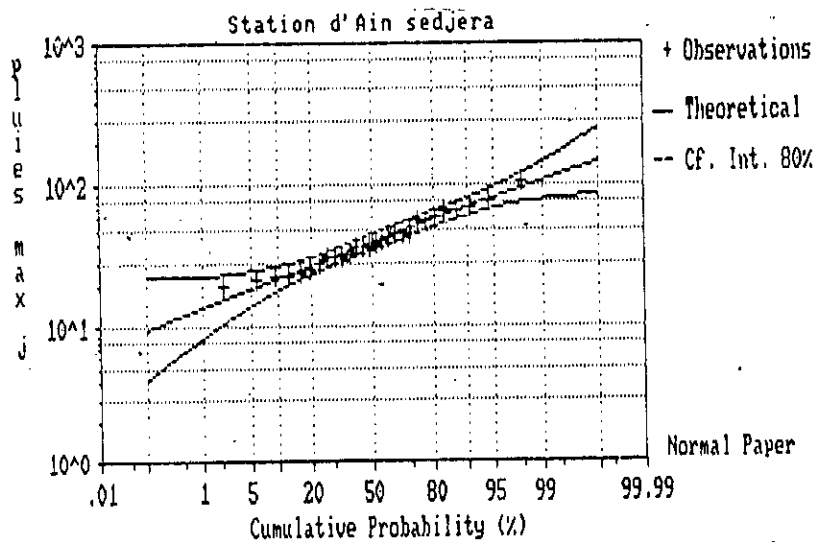
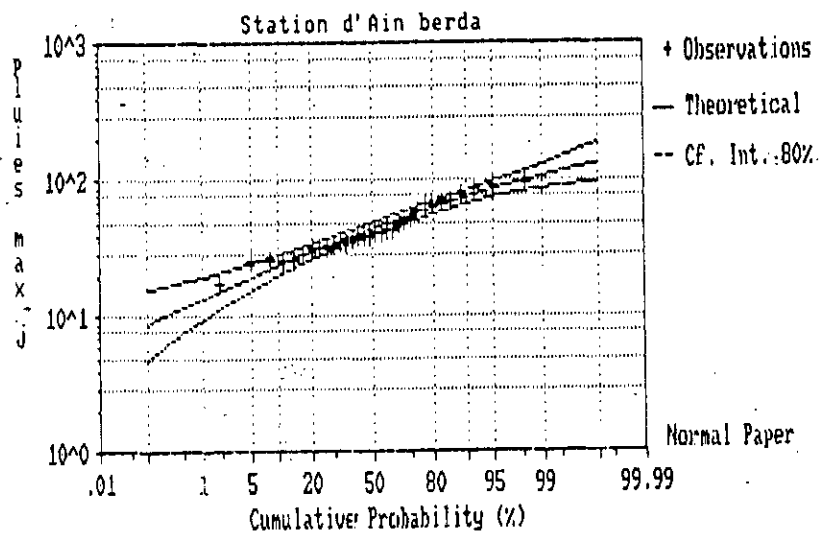
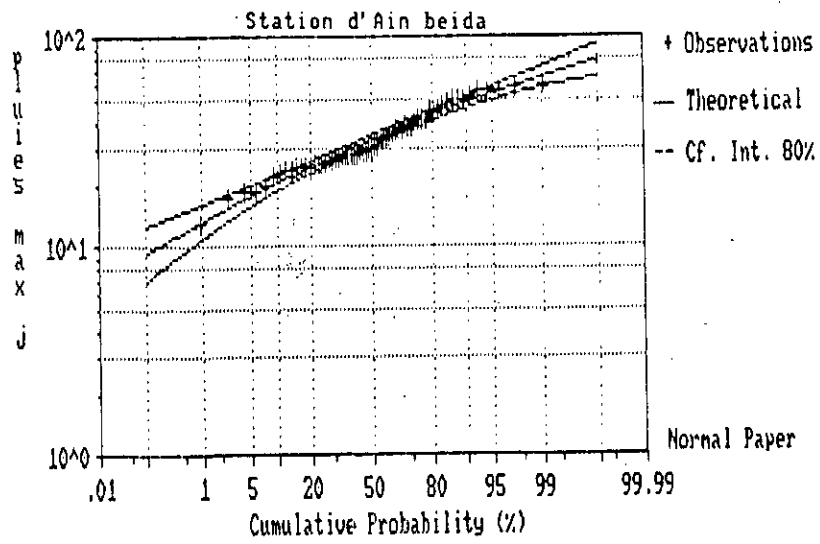


Annexe.1 Ajustement a une loi log normal

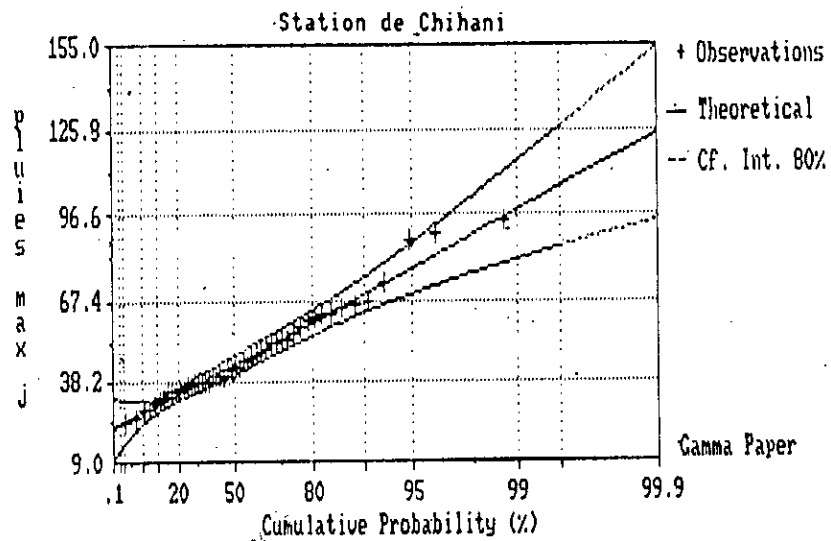
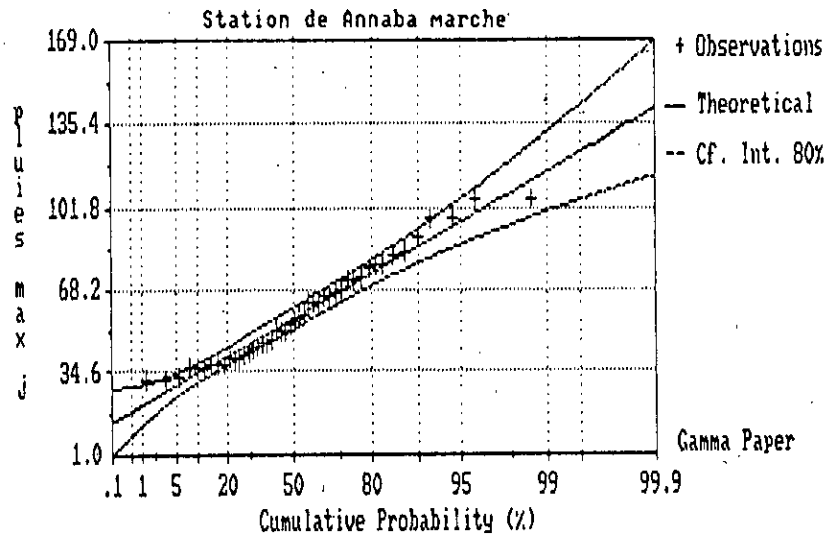
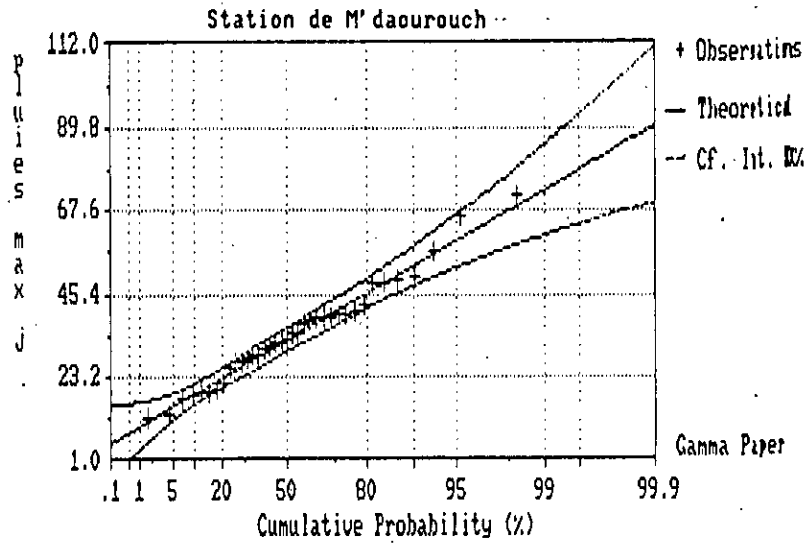




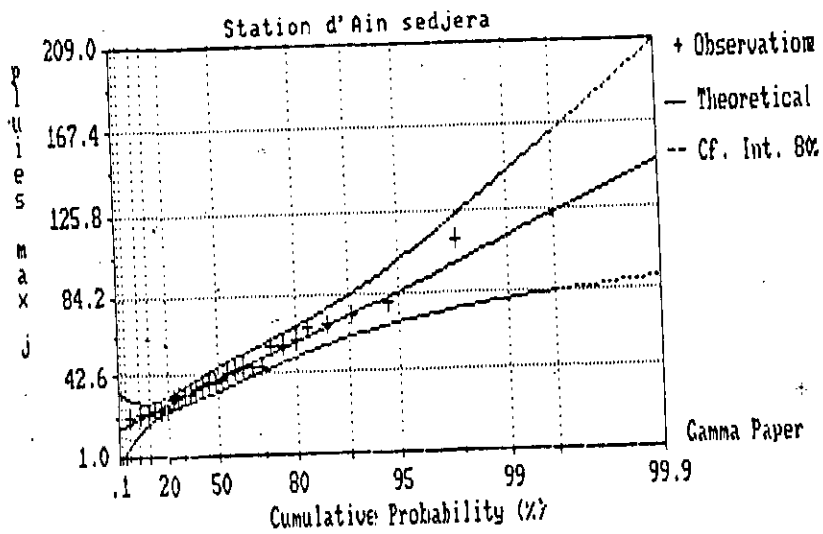
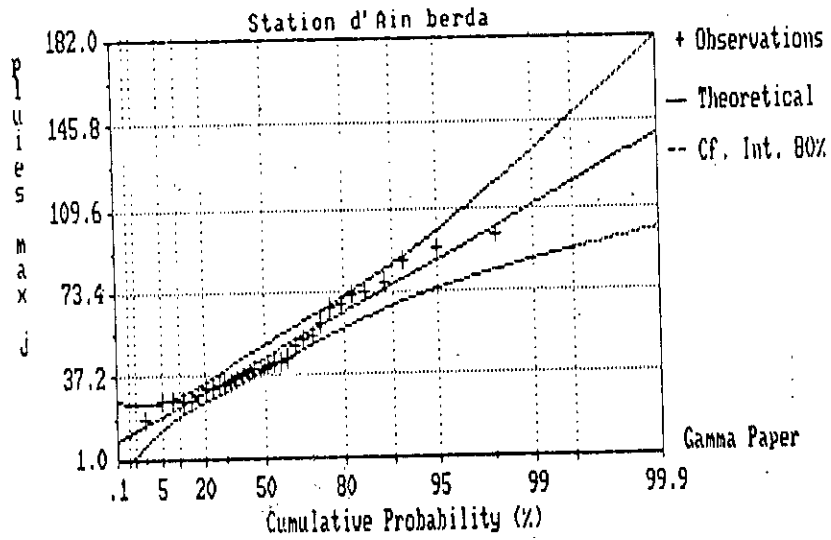
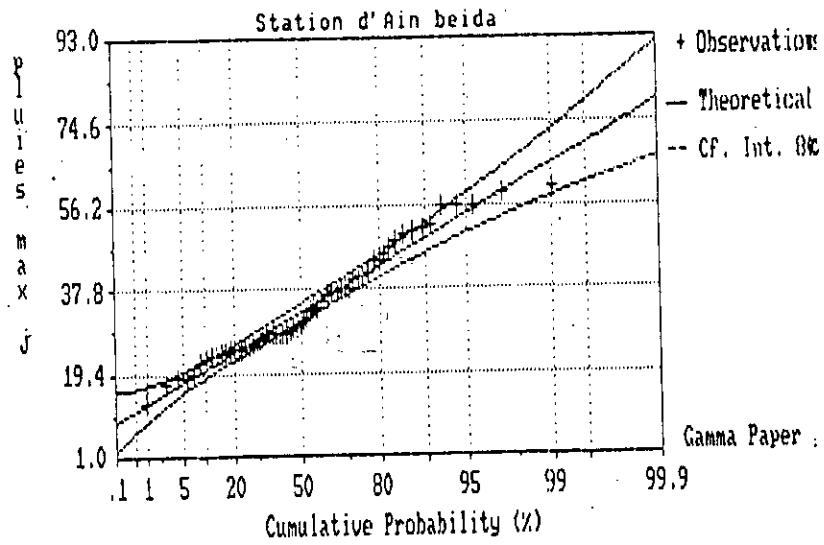
Annexe.1 Ajustement a une loi log normal



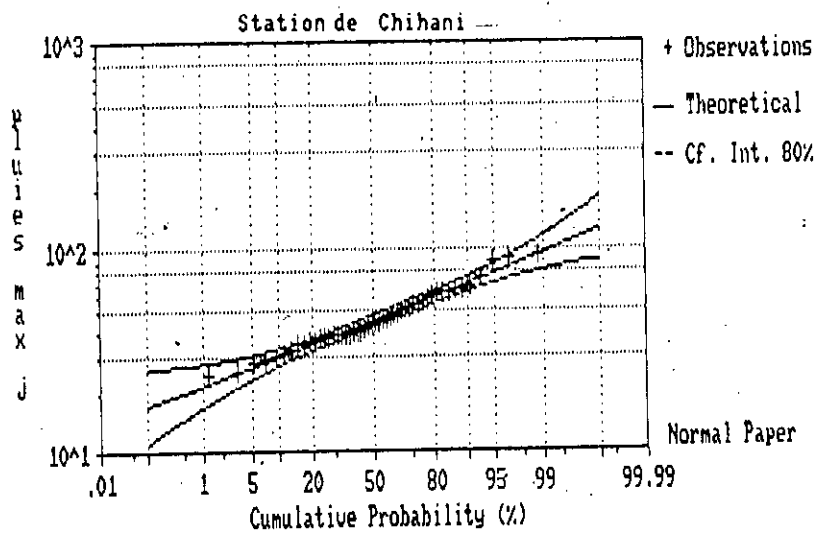
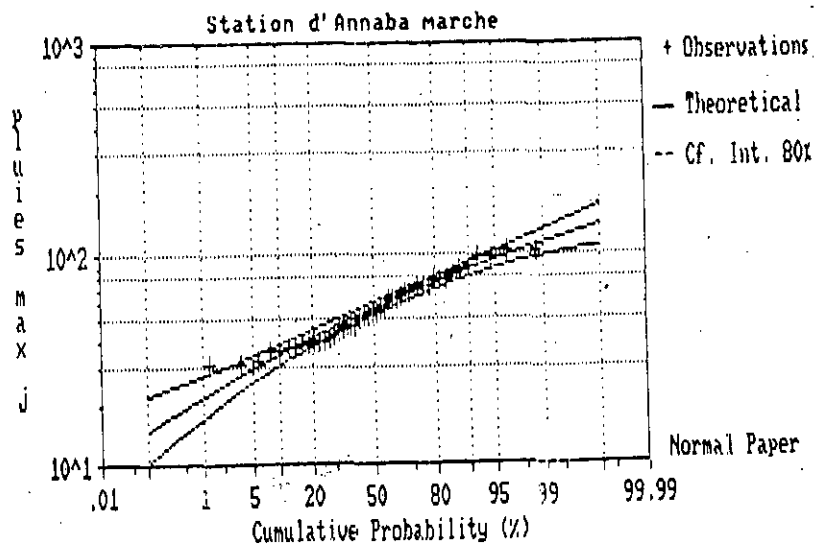
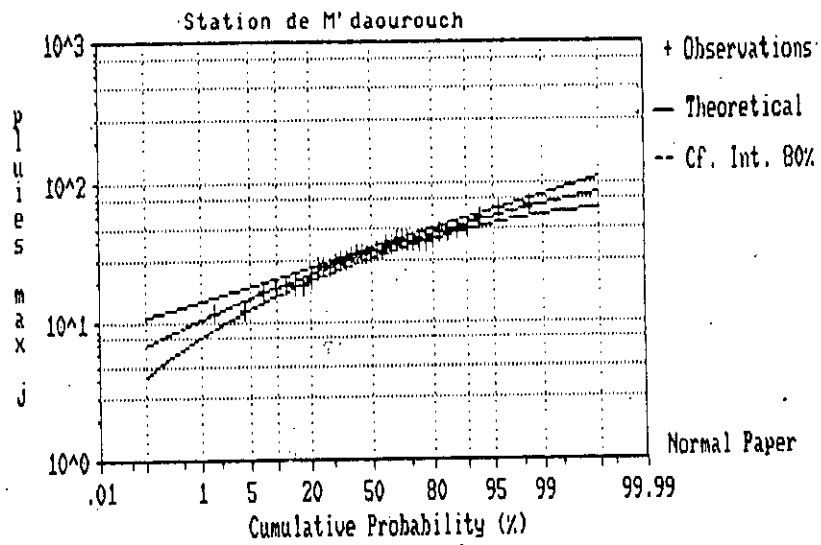
Annexe.1 Ajustement a une loi Pearson(III)



Annexe.1 Ajustement a une loi Pearson(III)



Annexe.1 Ajustement a une loi log Pearson(III)



Annexe.1 Ajustement a une loi log Pearson(III)

## ANNEXE N° 2

## LE MAILLAGE CONSTITUANT LE SITE

P1	P2	P3	P4	P5
P6	P7	P8	P9	P10
P11	P12	P13	P14	P15
P16	P17	P18	P19	P20
P21	P22	P23	P24	P25

## FORMULES UTILISEES POUR LE CALCUL DES PARAMETRES

Soit  $Z_i$  l'altitude au point  $P_i$  et  $\alpha_1 = \pi/16$  ;  $\alpha_2 = \pi/8$

$$TGE = (\alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_3}{4000} + \alpha_2 \cdot (\frac{Z_{13} - Z_4}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_5}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{10}}{2\sqrt{5} \cdot 10^3}) + \alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_{15}}{4000}) / (\alpha_1 2 + 3\alpha_2)$$

$$TG3 = (\alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_3}{4000} + \alpha_2 \cdot (\frac{Z_{13} - Z_2}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_1}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_6}{2\sqrt{5} \cdot 10^3}) + \alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_{11}}{4000}) / (\alpha_1 2 + 3\alpha_2)$$

$$TGW = (\alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_3}{4000} + \alpha_2 \cdot (\frac{Z_{13} - Z_2}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_1}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_6}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{11}}{4000} + \frac{Z_{13} - Z_6}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{21}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{22}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3}) + \alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_{23}}{4000}) / (2\alpha_1 + 7\alpha_2)$$

$$TGN = (\alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_{11}}{4000} + \alpha_2 \cdot (\frac{Z_{13} - Z_6}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_1}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_2}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_3}{4000} + \frac{Z_{13} - Z_4}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_5}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{10}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3}) + \alpha_1 \cdot \frac{Z_{13} - Z_{15}}{4000}) / (2\alpha_1 + 7\alpha_2)$$

$$TG1 = (\alpha_2 \cdot (\frac{Z_{13} - Z_{11}}{4000} + \frac{Z_{13} - Z_4}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_1}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_2}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_7}{4000} + \frac{Z_{13} - Z_8}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_9}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{10}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{15}}{4000} + \frac{Z_{13} - Z_{20}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{25}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{24}}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{23}}{4000} + \frac{Z_{13} - Z_{22}}{2\sqrt{5} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{21}}{4\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{16}}{2\sqrt{5} \cdot 10^3}) / 16\alpha_2 + (\alpha_2 \cdot (\frac{Z_{13} - Z_{12}}{2000} + \frac{Z_{13} - Z_7}{2\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_8}{2000} + \frac{Z_{13} - Z_9}{2\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_{14}}{2000} + \frac{Z_{13} - Z_{19}}{2\sqrt{2} \cdot 10^3} + \frac{Z_{13} - Z_8}{2000} + \frac{Z_{13} - Z_{17}}{2\sqrt{2} \cdot 10^3})) / 8\alpha_2$$

**Détails de calcul des paramètres décrivant le relief**

Tableau N°1 : Altitudes aux noeuds du maillage constituant le site .

Nom de station	Z <sub>1</sub>	Z <sub>2</sub>	Z <sub>3</sub>	Z <sub>4</sub>	Z <sub>5</sub>	Z <sub>6</sub>	Z <sub>7</sub>	Z <sub>8</sub>	Z <sub>9</sub>	Z <sub>10</sub>	Z <sub>11</sub>	Z <sub>12</sub>	Z <sub>13</sub>	Z <sub>14</sub>	Z <sub>15</sub>	Z <sub>16</sub>	Z <sub>17</sub>	Z <sub>18</sub>	Z <sub>19</sub>	Z <sub>20</sub>	Z <sub>21</sub>	Z <sub>22</sub>	Z <sub>23</sub>	Z <sub>24</sub>	Z <sub>25</sub>
Aioun Semara	866	800	750	875	1050	795	745	786	800	821	783	760	740	725	754	755	790	775	784	750	725	798	800	810	789
Ain El Beida	943	955	983	1016	1075	942	970	994	1056	1100	941	957	993	1050	1050	927	957	1008	1009	1060	916	939	960	1000	1050
Oued Zenati	950	1002	962	920	750	890	850	854	758	700	850	850	620	750	800	765	750	797	853	885	807	800	910	930	912
Ain Makhlouf	1066	951	847	900	720	1000	950	925	780	695	900	887	830	730	705	847	803	834	725	700	835	813	778	825	700
Ain Fakroun	863	850	841	887	900	920	875	883	1050	937	900	934	900	1011	1175	904	925	964	990	1050	905	935	1048	1050	1050
Sedrata	1210	1000	925	910	845	1000	880	850	834	830	940	845	796	785	809	850	830	700	788	818	822	790	765	797	800
Ain Sedjera	990	910	942	975	916	1045	1021	990	968	893	1050	1035	1020	950	890	1250	1250	1000	917	887	1200	930	900	890	875
M'daourouch	925	902	863	850	870	923	975	850	830	837	935	882	875	791	797	950	877	840	802	750	900	836	795	764	756
Ksar Sabah	847	800	915	950	900	880	857	900	995	950	960	951	860	840	831	1000	834	800	787	780	845	810	787	780	755
Bordj Sabah	850	850	850	850	648	725	710	794	843	880	687	796	520	595	450	600	750	671	520	650	605	720	700	600	621
Seraïdi	0	0	0	0	0	684	625	550	685	0	548	550	900	475	925	550	500	525	700	705	250	600	750	675	1150
Annaba marche	0	0	0	0	12	75	100	100	50	0	340	450	35	2	1	700	50	125	5	2	800	350	6	1	3
Héliopolis	400	350	400	453	416	440	425	450	400	400	300	450	280	350	400	300	230	255	250	248	250	210	185	190	210
Bouati Mahmoud	150	100	150	105	200	100	150	200	115	175	200	350	87	145	275	310	250	350	225	525	300	510	400	225	250
Guelma	350	270	240	300	250	312	220	202	225	251	230	235	250	250	200	350	410	300	265	235	650	610	405	309	275
Chihani	18	18	15	16	17	21	23	21	48	50	28	32	61	206	150	65	100	47	27	200	200	100	95	40	54
Boucheougouf	100	150	330	250	203	100	157	247	150	205	280	250	100	250	252	550	310	250	450	251	600	400	460	400	450
Bounadjar	450	390	200	375	630	670	500	200	495	575	450	300	300	300	350	250	245	245	275	260	400	261	385	320	360
Ain Barda	12	19	22	20	25	16	25	31	38	42	55	48	130	50	100	130	100	80	70	125	250	200	151	100	150

ANNEXE 2

Tableau N°2 : Calcul de l'altitude lissée ZFS .

Nom de station	Z <sub>7</sub>	Z <sub>8</sub>	Z <sub>9</sub>	Z <sub>12</sub>	Z <sub>13</sub>	Z <sub>14</sub>	Z <sub>17</sub>	Z <sub>18</sub>	Z <sub>19</sub>	(Z <sub>8</sub> +Z <sub>18</sub> )/2	(Z <sub>12</sub> +Z <sub>14</sub> )/2	(Z <sub>7</sub> +Z <sub>19</sub> )/2	(Z <sub>9</sub> +Z <sub>17</sub> )/2	ZFS
Aioun Semara	745	786	800	760	740	725	790	775	785	780.50	742.50	764.50	795.00	795.00
Ain El Beida	970	994	1056	957	993	1050	957	1008	1009	1001.00	1003.50	989.50	1006.50	1006.50
Oued Zenati	850	854	758	850	620	750	750	797	853	825.50	800.00	851.50	754.00	851.50
Ain Makhoulf	950	925	780	887	830	730	803	834	725	879.50	808.50	837.50	791.50	879.50
Ain Fakroun	875	883	1050	934	900	1011	925	964	990	923.50	972.50	932.50	987.50	987.50
Sedrata	880	850	834	845	796	785	830	800	788	825.00	815.00	834.00	832.00	834.00
Ain Sedjera	1021	990	968	1035	1020	950	1250	1000	917	995.00	992.50	969.00	1109.00	1109.00
M'daourouch	975	850	830	882	875	791	877	840	802	845.00	836.50	888.50	853.50	888.50
Ksar Sabah	857	900	995	951	860	840	834	800	787	850.00	895.50	822.00	914.50	914.50
Bordj Sabah	710	794	843	796	520	595	750	671	520	732.50	695.50	615.00	796.50	796.50
Seraidi	626	550	685	550	900	475	500	525	700	537.50	512.50	663.00	592.50	900.00
Annaba marche	100	100	50	450	30	2	50	125	5	112.50	226.00	52.50	50.00	226.00
Héliopolis	425	450	400	450	280	350	230	255	250	352.50	400.00	337.50	315.00	400.00
Bouati Hahmoud	150	200	115	350	87	145	250	350	225	275.00	247.50	93.75	182.50	275.00
Guelma	220	202	225	235	250	250	410	300	265	251.00	242.50	242.50	317.50	317.50
Chihani	23	21	48	32	61	206	100	47	27	34.00	119.00	25.00	74.00	119.00
Bouchegouf	157	247	150	250	100	250	310	250	450	248.50	250.00	303.50	230.00	303.50
Bounadjar	500	200	495	300	300	300	245	245	275	222.50	300.00	387.50	370.00	387.50
Ain Barda	25	31	38	48	130	50	100	80	70	55.50	49.00	47.50	69.00	130.00



# Errata

Page	erreur	Correction
5	on aussi	on dit aussi
12	minium	minimum
14	c'est du bassin	c'est le cas du bassin
16	fait à l'oued	a fait à l'ouest
17	base	basse
52	et les valeurs correspondantes	pour les valeurs calculer les valeurs les paramètres de la loi log Pearson III et les valeurs correspondantes
5	donne un intervalle	donne durant un intervalle
66	un changement	par un changement
34	au de la periode	au cours de la periode
85	les variables spaciales	la variabilité spaciale
78	c'est persoider	s'est aperçu
8	joue	Jouent
48	$\alpha$	$\beta$
(334)	$\beta$	$\alpha$