

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

Ministère de L'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université Kasdi Merbah Ouargla



FACULTÉ DES SCIENCES APPLIQUÉES

Département de : Génie civil et Hydraulique

C:

R:

Mémoire de fin d'étude en vue de l'obtention du diplôme de

Master, Filière : Hydraulique

Spécialité : Ressources Hydrauliques

Thème

Etude de l'intensité pluviale dans la région nord centre de l'Algérie. Cas de la région de Médéa

Présenté par :

- ❖ CHARAOUI Mohammed Djamel Eddine
- ❖ BENYAMINA Hind

Soumis au jury composé de :

BOUTOUTAOU Djamel	Professeur	Univ. Ouargla	Encadreur
BENLARBI Dalila	Docteur	Univ. Ouargla	Présidente
DERDOUS Oussama	Docteur	Univ. Ouargla	Examineur

Année Universitaire : 2019 / 2020

Résumé

L'intensité pluviale est une donnée très importante dans les études hydrologiques. Elle intervient dans les calculs des crues, dans l'assainissement urbain, dans l'assainissement agricole et dans plusieurs d'autres domaines.

L'objectif de ce travail consiste à établir une méthodologie de calcul de l'intensité pluviale à partir des précipitations enregistrées dans la station pluviométrique (Ouezra) de Médéa. En étudiant la série de données pluviométriques de la station, un modèle I-D-F (intensité-durée-fréquence) est élaboré pour calculer l'intensité pluviale de la wilaya de Médéa. En testant quelques lois couramment utilisées en hydrologie (log-normal, Pearson III et gamma) on a déterminé que la loi log-normale s'ajuste au mieux aux données des intensités pluviales.

Mot clé : modèle IDF, intensité, durée, fréquence.

Summary

Rainfall intensity is a very important data in hydrological studies. It is involved in flood calculations, urban sanitation, agricultural sanitation and many other areas, unfortunately the latter is often unknown in the study areas.

The objective of this work is to develop a methodology to calculate the rainfall intensity from precipitations recorded in a station installed in Médéa.

By studying the station's precipitation data series, an I-D-F (intensity-duration-frequency) model is developed to calculate the rainfall intensity of the Médéa by testing some commonly used laws in hydrology (log-normal, Pearson III and gamma) we have therefore determined that the log-normal law best fits the data on rainfall intensities. .

Keyword: IDF model, intensity, duration, frequency.

ملخص

كثافة هطول الأمطار هي بيانات مهمة للغاية في الدراسات الهيدرولوجية و تشارك في حسابات الفيضانات و الصرف الصحي و الصرف الزراعي والعديد من المجالات الأخرى لسوء الحظ، غالباً ما يكون الأخير غير معروف في مناطق الدراسة. الهدف من هذه الدراسة هو وضع منهجية لحساب شدة تساقط الأمطار من أمطار مسجلة من قبل محطة مثبتة في المدينة. من خلال دراسة سلسلة بيانات سقوط الأمطار بالمحطة، تم تطوير نموذج (شدة - مدة - تكرار) لحساب شدة سقوط الأمطار في ولاية المدية.

الكلمات الدالة :أمطار الشدة المدة التكرار

Remercîments

Nous exprimons en premier lieu nos remerciements à notre Dieu tout puissant qui nous a aidé et permis d'accomplir ce travail.

Nous tenons à exprimer toute notre reconnaissance à notre encadreur de thèse, Professeur Djamel Boutoutaou. On le remercie de nous avoir encadrés, orienté, aidé et conseillé.

Nous adressons nos sincères remerciements à tous les professeurs, intervenants et toutes les personnes qui par leurs paroles, leurs écrits, leurs conseils et leurs critiques nous ont guidé et ont accepté de nous rencontrer et de répondre à nos questions durant nos recherches.

Dédicaces

A mes chers parents, pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières tout au long de mes études.

A mes chères sœurs, pour leurs encouragements permanents, et leur soutien moral.

A mes chers frères, pour leur appui et leur encouragement.

Que ce travail soit l'accomplissement de vos vœux tant allégués, et le fruit de votre soutien infallible.

Merci d'être toujours là pour moi.

BENYAMINA Hind

Dédicaces

J'ai le grand honneur de dédier ce travail à celui qui a fait de moi un Homme, mon père,

CHARAOUI Mohammed

A l'être le plus cher de ma vie, ma mère, **RAHMANI Fatima**

A mes frères, **Fethi, Redouane, Abdelmounaim**

A ma chère sœur **Hadjer**

A tous mes enseignants et camarades

Merci d'être toujours là pour moi.

CHARAOUI Mohamed Djamel Eddine

TABLE DES MATIERS

INTRODUCTION GENERALE	2
I. Caractéristiques physico-géologique de Médéa	4
I.1. Situation géographique	4
I.1.2 Identification de la station pluviométrique étudiée	5
I.2. Relief	5
I.2.1. Le tell montagneux	5
I.2.2. Le tell collinéen :	6
I.2.3. Plaines du tell	6
I.2.4. Piémont méridional du tell	7
I.3. Climat	7
I.3.1. Températures	7
I.3.2. Vitesse de vent	8
I.3.3. Evaporation	9
I.3.4. Humidité de l'air	10
I.4. Végétation et sol	11
Conclusion	12
II. Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement	14
II.1. Définition	14
II.2. Pluies faibles	14
II.3. Averses	14
II.4. Identification de la station pluviométrique étudiée	15
II.4.1. Pluies maximales journalières	15
II.4.2. Pluies de courte durée	15
II.5. Principe de mesure	15
II.5.1. Pluviomètre simple	15
II.5.2. Pluviomètre association	16
II.5.3. Pluviomètre enregistreur	17
II.5.4. Pluviographe	18
II.5.5. Pluviographe à augets	18
II.5.6. Pluviographe à pesée	21
II.5.7. Pluviographe à siphon	23
II.5.8. Pluviomètres totalisateurs	23
II.5.9. Nivomètres	25

II.6. Implantation des appareils de mesures	26
II.7. Erreurs dans les mesures	28
II.7.1. Liste des erreurs possible	28
Conclusion	30
III.1. Dépouillement des données de mesure d'un pluviographe	32
III.1.1. Dépouillement des pluies journalières (moins de 24 heures)	33
III.1.2. Dépouillement de la pluie maximale journalière	33
III.1.3. Dépouillement mensuel	34
III.1.4. Dépouillement annuel	34
III.2. Importance de l'étude de l'intensité pluviale	34
III.2.1. Calcul du débit pluvial en assainissement	34
III.2.2. Détermination des débits de crue (pour la protection contre les inondations)	34
III.3. Détermination de l'intensité pluviale en absence de donnée de mesure	35
III.3.1. Différentes méthodes de calcul de l'intensité pluviale	35
III.4 Calcul de l'intensité pluviale par la méthode de Body pour la région d'étude	36
III.5. Détermination de l'intensité pluviale en présence de données de mesure	38
III.5.1. Dépouillement de bandes d'enregistrement des pluviographes	39
Conclusion	40
IV. Traitement statistique des données de mesure	42
IV.1. Traitement statistique des données d'observation	42
IV.2. Homogénéité des données d'intensité pluviale	42
IV.2.1. Test de Wilcoxon	42
IV.3. Ajustement statistique des données de mesure	45
IV.3.1. Détermination des caractéristiques statistiques d'une série [12]	45
IV.4. Les principales lois de distribution statistique utilisent en hydrologie	47
IV.5. Ajustement des intensités pluviales aux lois statistique	49
IV.5.1. Choix du type de loi	49
Conclusion	56
V. Modélisation de l'intensité pluviale de Ouezra	58
V.1 Relation entre l'intensité pluviale et sa durée	58
V.2 Relation entre l'intensité pluviale, la durée de la fréquence (courbe I-D-F) :	59
V.3 Modélisation des courbes I-D-F :	60
V.4 Méthodologie de la modélisation des courbes IDF	61
V.4.1 Identification des paramètres de la relation I-D-F :	62
V.5 Le Modèle Final Proposé :	63

Conclusion	64
VI. Résultats et discussion	66
VI.1. Intensité pluviale	66
VI.2. Modélisation des courbes I-D-F	66
VI.3. Résultats et discussion	67
VI.4. Validation du modèle	70
Conclusion générale	72
Références bibliographiques	75
ANNEXE 1	77
ANNEXE 2	78
ANNEXE 3	79

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 Identification de la station pluviométrique étudiée	5
Tableau I.2 Température mensuelle moyenne (°C) station de Médéa de (1994 à 2013)	7
Tableau I.3 Moyenne mensuelle des vitesses de vent (m/s)	8
Tableau I.4 Evaporation mensuelle moyenne (Office national météorologique d'Alger 2016)	9
Tableau I.5 Humidité relative mensuelle moyenne (%) Office national météorologique d'Alger 2016	10
Tableau III.1 Dépouillement de l'averse enregistrée le 29-03-70 (moins de 24h)	33
Tableau III.2 Dépouillement de l'averse enregistrée le 29-03-70 (moins de 24h)	33
Tableau III.3 Distribution du nombre d'averses dans différents intervalles du temps (mm/min)	39
Tableau IV.1 Test d'homogénéité pour l'intervalle de temps (1 min)	44
Tableau IV.2 Résultats de test d'homogénéité des séries	45
Tableau IV.3 Intensité pluviales fréquentielles pour un intervalle d'une minute	56
Tableau V.1 Intensités pluviales fréquentielles et les paramètres des courbes de fréquences Ouezra	59
Tableau V.2 Coefficients de régression pour les courbes I-D-F	61
Tableau V.3 La relation entre (AT) et (T)	62
Tableau V.4 La relation entre (nT) et (T)	63

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 Position géographique de Médéa	4
Figure I.2 Tell montagneux de Médéa	5
Figure I.3 tell collinéen de Médéa	6
Figure I.4 Plaines du tell de Médéa	6
Figure I.5 Piémont méridional du tell	7
Figure I.6 Température mensuelle moyenne (°C) station de Médéa de (1994 à 2013)	8
Figure I.7 Moyenne mensuelle des vitesses de vent (m/s)	9
Figure I.8 Evaporation moyenne mensuelle (mm)	10
Figure I.9 Humidité Relative moyenne mensuelle (%)	11
Figure II.1 Principe du pluviomètre simple	16
Figure II.2 Pluviomètre association	16
Figure II.3 Pluviographe	18
Figure II.4 Principe de fonctionnement d'un pluviographe à augets basculants	19
Figure II.5 Exemple d'un pluviographe augets basculeurs et système d'enregistrement	20
Figure II.6 Principe de fonctionnement d'un pluviographe à pesée	21
Figure II.7 Pluviomètre totalisateur	24
Figure II.8 Installation d'une station de mesure de l'équivalent en eau d'une couche de neige	26
Figure II.9 Condition d'installation des pluviomètres (Deutch et al., 1989)	28
Figure III.1 Enregistrement d'une averse par un pluviographe à auget basculeurs	32
Figure IV.1 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle d'une minute	50
Figure IV.2 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 5 minutes	50
Figure IV.3 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 10 minutes	51
Figure IV.4 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 20 minutes	51
Figure IV.5 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 30 minutes	52
Figure IV.6 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 40 minutes	52
Figure IV.7 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 60 minutes	53
Figure IV.8 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 90 minutes	53
Figure IV.9 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 150 minutes	54
Figure IV.10 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 300 minutes	54
Figure IV.11 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 720 minutes	55
Figure IV.12 Ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 1440 minutes	55
Figure V.1 Relation entre l'intensité et la durée de temps $\log(I)=\text{fonct } \log(t)$	58
Figure V.2 Courbes I-D-F de la station de Ouezra	60
Figure V.3 La relation entre (A_T) et (T)	62
Figure V.4 La relation entre n et T	63
Figure VI.1 Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 5 ans	67
Figure VI.2 Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 10 ans	68

Figure VI.3 Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 20 ans	68
Figure VI.4 Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 50 ans	69
Figure VI.5 Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 100 ans	69
Figure VI.6 Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 1000 ans	70

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Dépouillement de quelques averses dans la station de Ouezra.

Annexe 2 : Dépouillement de quelques averses et choix des pluies maximales dans les intervalles de temps à la station de Ouezra.

Annexe 3 : Résultats de l'ajustement des calculs par les différentes lois.

INTRODUCTION GENERAL

INTRODUCTION GENERALE

Un grand nombre d'études hydrologiques, comme celles de détermination de la crue millénaire pour la conception de l'évacuateur de crues des barrages, de détermination du débit pluvial (débit décennal) pour l'assainissement urbain, et agricole (dimensionnement des réseaux de drainage), du contrôle d'inondation etc. nécessitent la donnée de la valeur de l'intensité pluviale. Cette dernière reste souvent inconnue dans plusieurs régions et ce, par manque de données de mesure et / ou absence de méthodologie de calcul approprié à la zone d'étude.

La valeur de l'intensité pluviale est une donnée très importante dans l'établissement des études de crues, de l'assainissement pluviale et de l'assainissement agricole. Par exemple dans l'étude de crue et de l'assainissement pluviale on utilise les formules incluant l'intensité pluviale :

$$Q = C \cdot i \cdot A$$

C – Coefficient de ruissellement ;

i – Intensité pluviale ;

A – Surface du bassin versant

Ainsi, dans le cas des infrastructures de gestion des eaux pluviales, le dimensionnement des différentes composantes du système exemple (conduites, bassins de rétention, etc.) est établie en fonction de la période de retour des événements de pluies intenses (Bourrier, 1981 ; Mailhot et al., 2006 ;Mohymont&Demarée, 2006 ;Segond et al., 2007).

L'objectif de cette étude est d'établir un modèle I-D-F (intensité-durée-fréquence) pour aider d'éventuelles études dans la conception des ouvrages hydrauliques dans la ville de Médéa.

CHAPITRE I

Caractéristiques physico-géologique de Médéa

I. Caractéristiques physico-géologique de Médéa

I.1. Situation géographique

La wilaya de Médéa est située Au Nord de l'Algérie, le chef-lieu de la wilaya est situé à 88 km à l'Ouest du capital, Alger. Elle s'étend sur une superficie de 8.775,65 Km².

Situé au cœur de l'Atlas Tellien, la wilaya de Médéa est caractérisée par une altitude élevée de 981 m [6] et un relief mouvementé enserrant quelques plaines assez fertiles mais de faible extension pour s'estomper ensuite aux confins des hautes plaines steppiques avec une série de collines légèrement ondulées.

Une telle position stratégique a fait de Médéa une zone de transit principale et un trait d'union entre le Tel et le Sahara, d'une part, et entre les Hauts Plateaux de l'Est et ceux de l'Ouest, d'autre part.

La wilaya de Médéa est limitée par les wilayas suivantes :

- La Wilaya de Blida au Nord.
- La wilaya de Djelfa au Sud.
- Les wilayas d'Ain Defla et Tissemsilt à l'Ouest.
- Les Wilaya de M'sila et Bouira à l'Est.



Figure I.1 : Position géographique de Médéa

I.1.2 Identification de la station pluviométrique étudiée

La station météorologique étudiée est équipée d'un pluviomètre et d'un pluviographe (Ce dernier a fait l'objet d'une étude poussée quant aux averses enregistrées), il s'agit de station de l'AN.R.H. régionale de Médéa. Les coordonnées géographiques de cette station sont représentées dans le tableau I.1:

Tableau I.1 : Identification de la station pluviométrique étudiée

Nom de la station	Code	Coordonnées en degrés		Altitude (m)	Période d'observation	Nombre d'années observées
		Latitude	Longitude			
Ouezra	021112	2°50'41.9693"	36°15'25.8931"	880	1970 - 1996	27

I.2. Relief

I.2.1. Le tell montagneux

Il forme une bande quasi –continue ceinturant la wilaya à l'Ouest et au Nord, depuis l'Ouarsenis jusqu'au massif de Tablat. C'est une région au relief marqué, au climat rude, peu peuplée. Région forestière, l'arboriculture, la céréaliculture et l'élevage ne sont pratiqués qu'à la faveur de dépressions alluviales ou de replats colluviaux [7].



Figure I.2 : Tell montagneux de Médéa

I.2.2. Le tell collinéen :

Située au cœur de la wilaya, c'est la région de peuplé qui de tout temps a eu une vocation agricole, la polyculture y est de mise ; vigne et arboriculture sur les terres légères, céréales et fourrages sur les terrasses alluviales des principaux oueds. [7]



Figure I.3 : Tell collinéen de Médéa

I.2.3. Plaines du tell

La céréaliculture, des plaines de Beni Slimane et Merachda sont insérées à l'intérieur du tell collinéen. La mise en valeur de ces plaines a permis d'implanter la polyculture associant cultures à sec et cultures irriguées ainsi que le développement de l'élevage [7].



Figure I.4 : Plaines du tell de Médéa

I.2.4. Piémont méridional du tell

Caractérisé par une pluviométrie irrégulière située entre 300 et 400 mm, le piémont s'affirme comme une zone de transition vers les hautes plaines steppiques où la céréaliculture est la plus répandue [7].



Figure I.5 : Piémont méridional du tell

I.3. Climat

Le climat de Médéa se distingue par des caractéristiques dues à de nombreux facteurs qui sont entre autres:

- Son altitude qui atteint 1240 m au-dessus du niveau de la mer (sommets de Benchicao).
- Sa position sur les monts de l'Atlas tellien.
- Son exposition aux vents et aux vagues de courants venant de l'Ouest.

I.3.1. Températures

Le climat de la région est caractérisé par un été chaud et un hiver froid. Les valeurs moyennes de la température en (°C) sont données dans le tableau I.2.

La température varie entre 7 °C en janvier et 27 °C en juillet, avec une moyenne qui atteint 20°C. La saison chaude s'étend de Mai à Octobre, et la période froide s'étend entre Novembre et Avril, mois pendant lesquels la température est inférieure à la moyenne. Figure I.6

Tableau I.2 : Température mensuelle moyenne (°C) station de Médéa de (1994 à 2013)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Annuelle
Température moyenne (°C)	21,1	17,2	10,7	7,6	6,7	7,1	10,3	12,3	17,1	22,8	26,7	26,5	15,7

CHAPITRE I : Caractéristiques physico-géographique de Médéa

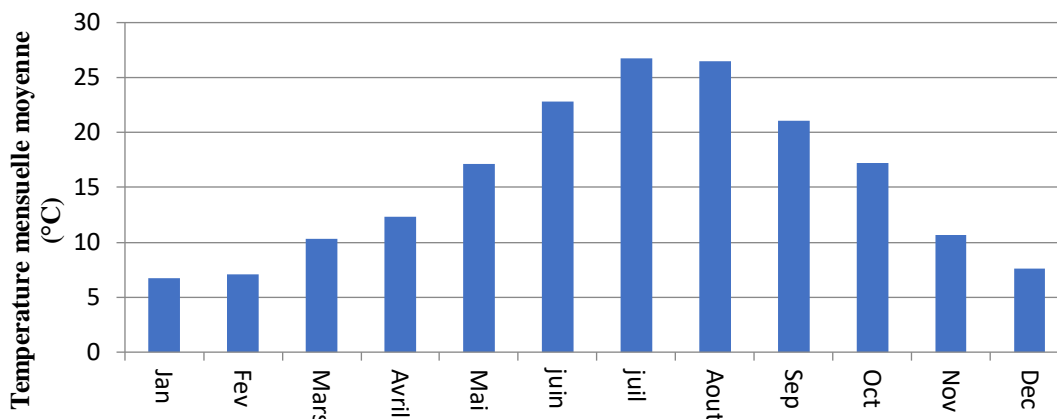


Figure I.6 : Température mensuelle moyenne (°C) station de Médéa de (1994 à 2013)

I.3.2. Vitesse de vent

Les moyennes mensuelles des vitesses des vents de la station de Médéa, sont récapitulées dans le tableau I.3 ci-dessous pour la période de 1995 à 2014 : La vitesse des vents varie entre 1,4m/s et 1,6 m/s en Septembre, Octobre, Mai, Juin, Juillet et Aout, et avec une moyenne qui atteint 1,8 m/s pendant les mois de Décembre jusqu'à Avril.

Tableau I.3 : Moyenne mensuelle des vitesses de vent (m/s). (Office national météorologique d'Alger 2016)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Annuel
Vitesse vent moyenne (m/s)	1,50	1,50	1,90	1,80	1,80	1,80	1,80	1,90	1,60	1,60	1,40	1,40	1,67

CHAPITRE I : Caractéristiques physico-géographique de Médéa

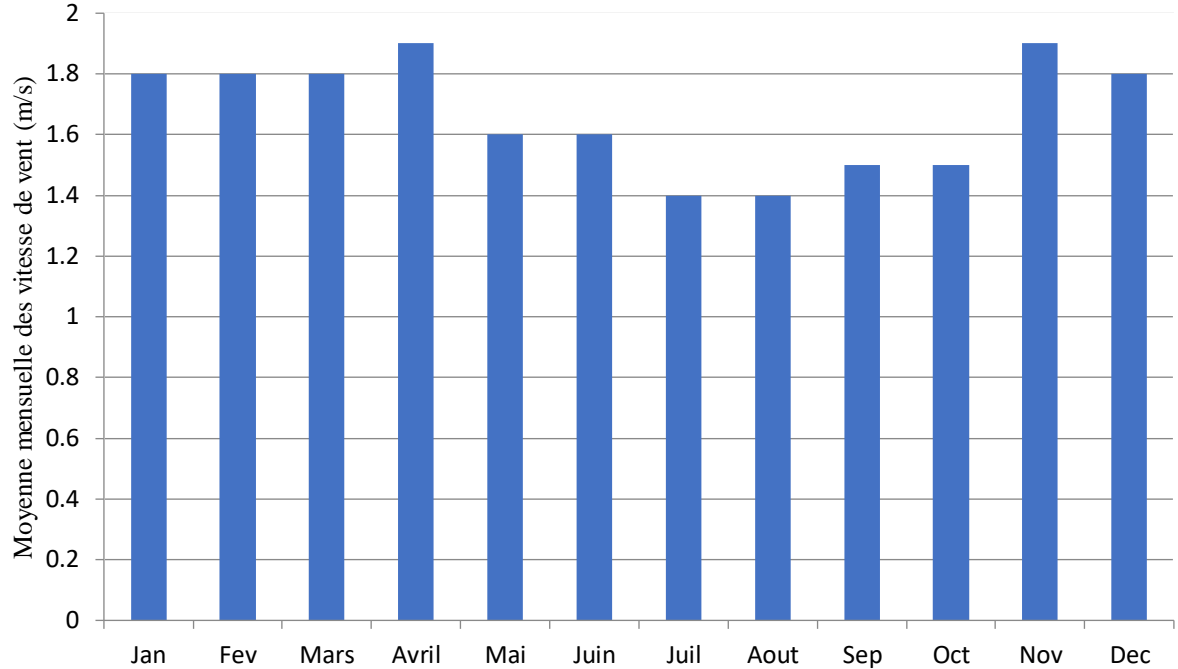


Figure I.7 : Moyenne mensuelle des vitesses de vent (m/s)

I.3.3. Evaporation

L'évaporation est un passage progressif de l'état liquide à l'état gazeux. Elle est exprimée en mm/jour, mm/mois ou mm/an. L'évaporation est estimée d'après les mesures effectuées au niveau de la station de Médéa. Les valeurs moyennes de l'évaporation moyenne mensuelle de 1994 à 2013 sont représentées dans le tableau I.4.

D'après le graphe (figure I.8) on remarque que l'évaporation moyenne mensuelle augmente progressivement de Janvier jusqu'à Mai pour atteindre son maximum durant les mois Juin-Juillet-Aout (la saison d'été donc période chaude) après l'évaporation redescend progressivement de Septembre jusqu'à Décembre (période froide).

Tableau I.4 : Evaporation mensuelle moyenne (Office national météorologique d'Alger 2016)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Annuelle
Evaporation (mm)	122,7	96,9	50,9	37,7	43,5	72,1	81,1	118,0	174,1	226,1	226,17	210,2	1271,2

CHAPITRE I : Caractéristiques physico-géographique de Médéa

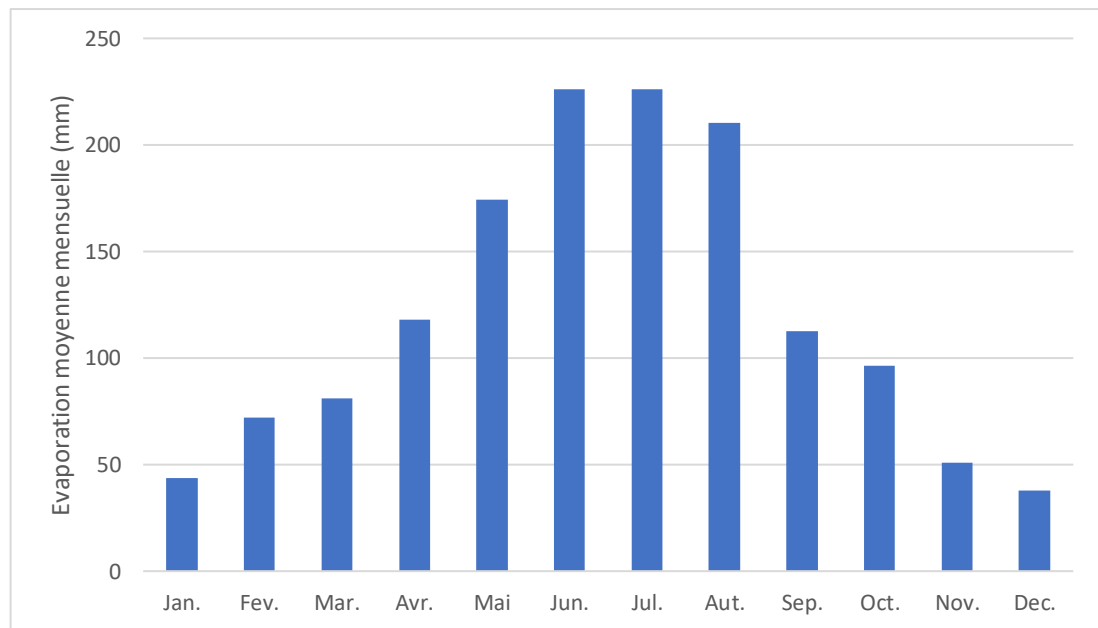


Figure I.8 : Evaporation moyenne mensuelle (mm)

I.3.4. Humidité de l'air

Les données d'humidités récupérées au niveau de l'ONM représentent l'humidité relative mensuelle moyenne pour la station Médéa pour la période 1996-2008 :

Tableau I.5 : Humidité relative mensuelle moyenne (%) Office national météorologique d'Alger 2016

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Annuelle
Humidités moyenne (%)	63	69	80	83	80	78	72	71	67	54	47	51	68

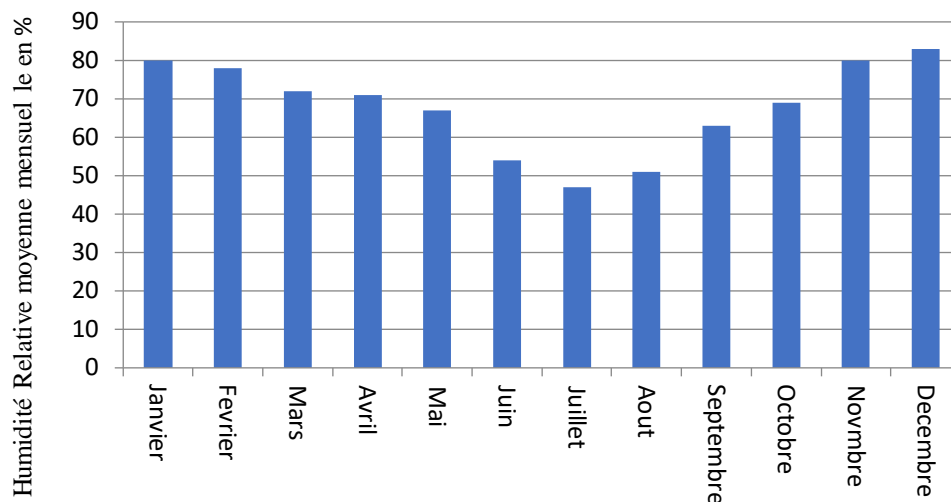


Figure I.9 : Humidité Relative moyenne mensuelle (%)

Selon les valeurs enregistrées de l'humidité relative des stations ONM, la région de Médéa a une humidité relative moyenne annuelle qui varie de 68%, ce qui peut nous amener à dire que l'humidité relative est assez élevée dans cette région et sur l'année, c'est rare de mesurer des valeurs inférieures à 60% dans l'année sauf pour trois mois (Juin, Juillet, Aout) durant la période chaude ou elle diminue jusqu'à moins 50%.

I.4. Végétation et sol

La surface agricole totale est de l'ordre de 773.541 ha avec un relief convenablement arrosé constitue des potentialités en vue de nouvelles pratiques de l'agriculture intensive.

A cela, s'ajoute l'activité pastorale pratiquée sur une superficie de parcours de plus de 200.000 ha situé dans la zone sud de la wilaya.

La superficie forestière de la wilaya est estimée à 161.885 ha, où différentes espèces sont recensées (pin d'Alep, liège, etc....).

Conclusion

Dans ce chapitre on a présenté la zone d'étude qui est la région de Médéa et récolté les différentes données relatives nécessaires pour notre travail.

Il donne un aperçu sur les principales caractéristiques météorologiques du climat telles que la température, l'humidité de l'air, évaporation, vitesse du vent, et pour finir les précipitations. Mais aussi un aperçu sur la végétation du sol qui est caractérisé par une végétation diversifiée.

CHAPITRE II

Précipitations, appareil de mesure et principe de
fonctionnement

II. Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

II.1. Définition

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

On peut considérer ce phénomène physique comme l'aboutissement d'un processus formé par les trois étapes suivantes :

-le refroidissement de l'air jusqu'à saturation : la condition de saturation est un état thermodynamique appelé "point de rosée" (REMENIERAS, G 1979).

-le changement de phase de vapeur d'eau en liquide ou en solide.

-la croissance de gouttelettes jusqu'à la formation de vapeur d'eau.

Sur la base des phénomènes météorologiques qui leurs donnent naissance ou qui les accompagnent, on peut classer les précipitations en trois classes :

-Précipitations cycloniques ;

-Précipitations de convection ;

-Précipitation orographique. [1]

II.2. Pluies faibles

Les pluies faibles sont généralement caractérisées par des précipitations comprises entre les averses faibles dont la hauteur d'eau est très réduite et n'entraîne pas de ruissellement, c'est la caractéristique essentielle des petites pluies [2].

II.3. Averses

Les averses sont des pluies subites, abondantes et de courte durée, (variant entre quelques minutes à quelques heures), elles sont caractérisées par un volume important et une forte intensité en une courte durée [2].

II.4. Identification de la station pluviométrique étudiée

II.4.1. Pluies maximales journalières

C'est la hauteur de pluie la plus forte enregistrée au cours d'une journée, en 24 heures sur 365 jours de l'année.

II.4.2. Pluies de courte durée

C'est les pluies de moins de 24 heures. Elles font l'objet de cette présente étude.

II.5. Principe de mesure

Il existe deux catégories principales d'appareils de mesure des précipitations, pluviomètre et pluviographe.

Les pluviomètres indiquent la hauteur d'eau totale précipitée, en mm ($1 \text{ mm} = 1 \text{ L/m}^2 = 10 \text{ m}^3/\text{ha}$) sur des durées généralement égales à 24 heures.

Les pluviographes permettent de déterminer le cumul de la hauteur de pluie précipité au cours du temps, et donc de déterminer l'intensité de la pluie ; en mm/h, sur des pas de temps de l'ordre de 1 minute à 24 heures en général, les pas de temps étant fixes ou variables.

Il existe plusieurs types de pluviographes utilisés pour enregistrer les averses (Bediot, 1985, Deutsh et al, 1989, Morineau, 1993, Krajewski et al, 1998).

Le type le plus couramment utilisés en milieu urbain en Algérie et le pluviographe à augets basculeur [3].

II.5.1. Pluviomètre simple

Les pluviomètres simples, sont très divers vis-à-vis de leurs construction (Sevruk et Klemm, 1989) ils indiquent la hauteur d'eau précipitée pendant un intervalle de temps donné, (en général 24 heures). L'eau collectée à la surface réceptrice est conservée dans un récipient gradué qui donne directement la hauteur précipitée en millimètres.

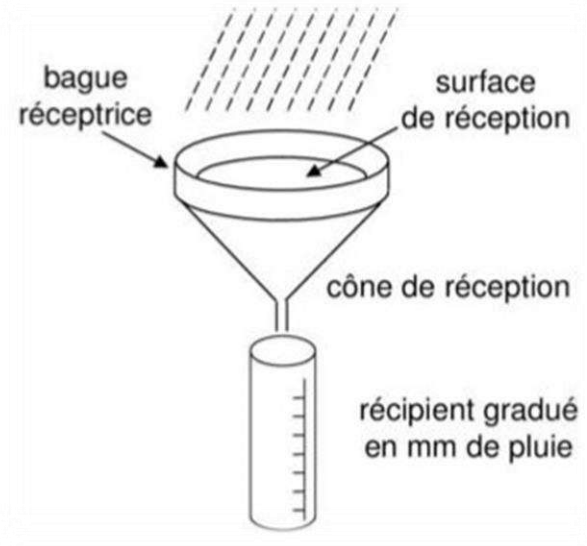


Figure II.1 : Principe du pluviomètre simple

II.5.2. Pluviomètre association

Cet appareil simple et couramment utilisé en Algérie (Figure II.2) il a été réinventé autrefois par les soins de l'Association scientifique de France d'où le nom de pluviomètre association.

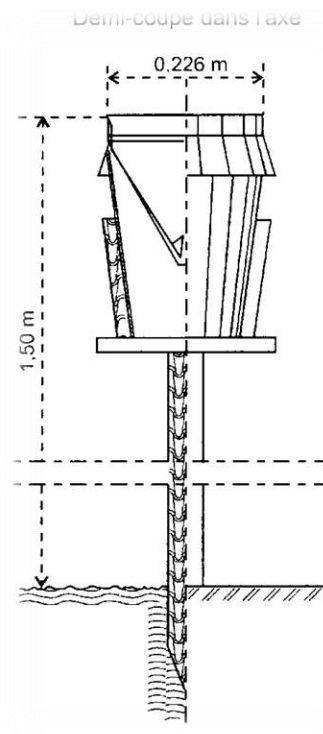


Figure II.2 : Pluviomètre association

CHAPITRE II : Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

Il est composé de trois parties ;

- 1- Un seau en zinc où s'accumule la pluie recueillie.
- 2- Un entonnoir de même métal formant la surface de réception et comportant un trou assez petit (pour diminuer les pertes par évaporation) protégé par une toile métallique fine.
- 3- Une bague circulaire à bords presque tranchant de 226 mm de diamètre environ, limitant la surface réceptrice ci-dessus, laquelle mesure exactement 400 cm.

Le pluviomètre doit être placé dans un endroit bien découvert de telle manière que le niveau de la bague soit à 1,5 m au-dessus du sol et dans un plan strictement horizontal. On le dispose généralement comme indiqué par la (figure au-dessus) au sommet d'un poteau en bois figé dans le sol et terminé par une petite tablette comportant trois pattes métalliques de maintien du seau.

La mesure de la hauteur d'eau est faite plusieurs fois par jour. Pour effectuer la mesure, on retire la bague et l'entonnoir connecteur et on verse soigneusement le contenu de l'eau dans une éprouvette graduée.

Cette éprouvette est graduée de façon à donner directement en millimètres et en dixièmes de millimètre la hauteur de la pluie tombée (On prendra soin de faire fondre la neige, transportant le saut dans une pièce chauffée) [4].

II.5.3. Pluviomètre enregistreur

Dans de nombreuses études hydrologique (prévision d'un débit de crue par exemple), il est indispensable de connaître non seulement la hauteur totale de précipitation afférente à une période calendaire assez longue (journée par exemple), mais aussi l'intensité (ou le débit) de ces précipitations exprimées en mm par heure, ou par minute, à chaque instant au cours d'une averse.

On utilise à cet effet des pluviomètres enregistreur, dans le stylet trace sur un diagramme la courbe des hauteurs de précipitations cumulées en fonction du temps (ou un graphique permettant de calculer celle-ci facilement).

Les données disponibles auprès de météo d'Algérie sont soit des hauteurs d'eau précipité en 24 heures, soit, des hauteurs d'eau sur des pas de temps inférieur à 24 heures.

Certaines de ces données ainsi que les cumuls mensuels, sont archivées dans une banque de donnée de l'ONM.

CHAPITRE II : Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

Les phénomènes auxquels s'intéresse l'hydrologie urbaine ont des durées moyennes de quelques dizaines de minutes à quelques heures et un relevé sur 24 heures est tout à fait insuffisant pour avoir une description satisfaisante. C'est pourquoi on utilise un autre type d'appareils : les pluviographes [4]

II.5.4. Pluviographe

Cet appareil est destiné à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Les pluviographes les plus répandus sont :



Figure II.3 : Pluviographe

II.5.5. Pluviographe à augets

II.5.5.1. Principe de fonctionnement

Le principe de cet appareil est très simple, L'eau de pluie est recueillie dans un cône de réception appelé impluvium et s'écoule à travers un ajutage calibré vers un auget. Lorsque cet auget est rempli, il bascule sous l'effet du déplacement de son centre de gravité, l'eau à l'extérieur de l'appareil et l'auget opposé se remplit à son tour jusqu' au prochain basculement. Lors de chaque basculement, un dispositif mécanique couplé aux augets permet de fermer un contact

CHAPITRE II : Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

électrique. Les impulsions électriques sont horodatées et enregistrées sur une centrale d'acquisition de données. (Voir figure II.4)

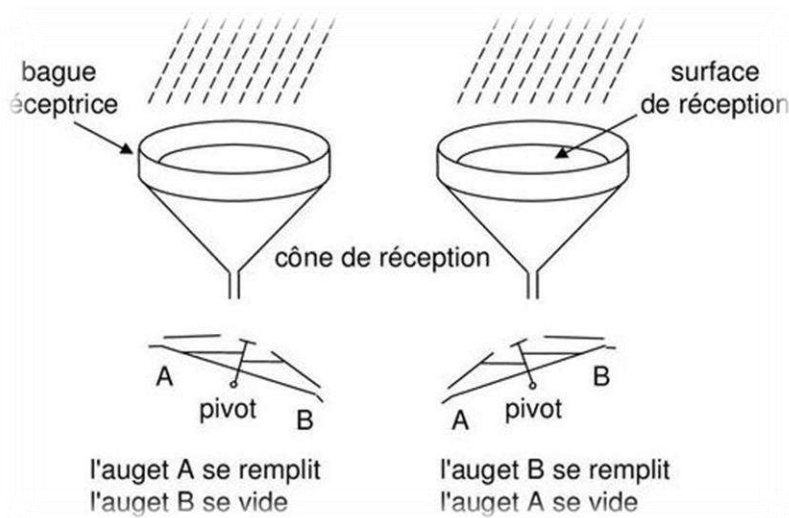


Figure II.4 : Principe de fonctionnement d'un pluviographe à augets basculants

Le choix de la surface de réception du cône (de 400 à 2000 cm²) et de la masse d'eau pour laquelle l'auget bascule (de 4 à 20g) permet de faire correspondre un basculement un passage d'une quantité de pluie donnée et déterminée donc la résolution du pluviographe.

Pour les besoins de l'hydrologie urbaine, une résolution de 0.2 mm ou 0.1 mm dans certains cas est nécessaire et suffisante.

Une crépine métallique ou plastique placée au fond du cône de réception empêche l'intrusion d'objets (feuilles, plumes, etc.) dans l'ajutage calibré [3].

II.5.5.2. Avantages

Le pluviographe à augets basculeur est très simple et bien connu, et de nombreux équipements d'enregistrement numérique et logiciels de traitement des données de mesure de ces pluviographes existent sur le marché.

Leur forme de verre à réduit les turbulences au voisinage de l'appareil (figure II.5).



Figure II.5 : Exemple d'un pluviographe à augets basculeurs et système d'enregistrement

II.5.5.3. Inconvénients

Les pluviographes à augets sont des appareils nécessitant une surveillance, une vérification et une maintenance régulière. L'ajutage de faible diamètre constitue le point le plus vulnérable : 50% des pannes sont dues au bouchage de l'ajutage.

Le réglage mécanique de l'équilibre des augets doit être réalisé avec soin. Les pluviographes à augets sont sujets à l'erreur de sur-remplissage qui conduit à une sous-estimation des précipitations réelles. Cette sous-estimation, surtout sensible aux fortes intensités, peut néanmoins être corrigée par un étalonnage approprié des pluviographes.

II.5.6. Pluviographe à pesée

II.5.6.1. Principe de fonctionnement classique avec vidange

Dans un Pluviographe à peser classique (Figure II.6), l'eau recueillie dans le cône de réception s'écoule vers un auget unique qui se remplit progressivement et qui se vide par déplacement de son centre de gravité dès qu'une masse d'eau fixée est atteinte (150 à 200 g pour les modèles courants). L'eau est évacuée à l'extérieur du pluviographe et l'auget reprend sa position initiale.

Entre deux basculements, la masse de l'auget et de l'eau qu'il contient est mesurée en continu.

Une impulsion horodatée est enregistrée par une centrale d'acquisition de données à chaque incrément de masse correspondant à un incrément de hauteur d'eau précipitée.

On effectue ainsi les mesures de la pluie au fur et à mesure qu'elle tombe, L'exactitude de mesure dépend à la fois de la surface réceptrice, du volume de l'auget ; de la valeur de l'incrément et de la résolution de la pesée en continu.

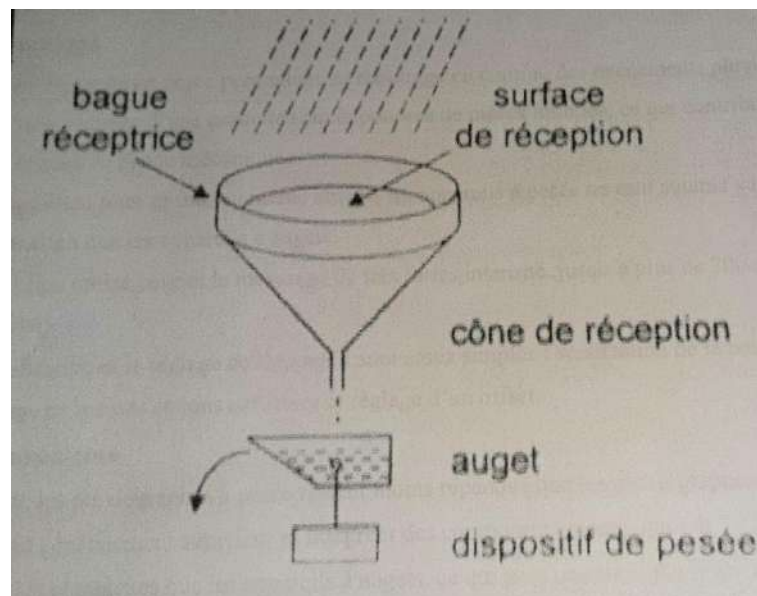


Figure II.6 : Principe de fonctionnement d'un pluviographe à pesée

Par exemple, un pluviographe ayant une surface de réception de 400 cm^2 ; un auget de 160g et un incrément de 4g permet d'obtenir une résolution de 0.1 mm de hauteur précipitée.

CHAPITRE II : Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

Certain modèles pluviographes à peser permettent le mesurage de la masse d'eau à pas de temps constant, ce qui permet dans certains cas d'obtenir une meilleure évaluation des précipitations qu'un mesurage à pas de masse constante.

Les risques d'obstruction sont généralement réduits car il n'est pas nécessaire d'avoir un ajutage calibré de faible diamètre à la base du cône de réception [3]

II.5.6.2. Principe de fonctionnement classique sans vidange

L'inconvénient principal des pluviographes à peser classiques est lié à la vidange de l'auge lorsqu'il est plein, cette vidange dure quelques secondes pendant lesquelles la mesure de la pluie est interrompue. C'est pourquoi, sur certains modèles, l'auge est remplacé par un récipient de grand volume pouvant contenir l'équivalent de 250 à 1000 mm de pluie.

La vidange est effectuée par un opérateur durant les visites de maintenance et de vérification. La masse d'eau est pesée et sa valeur peut être stockée à pas de temps constant ou délivrée par impulsions correspondant à 0.1 ou 0.2mm de la masse d'eau contenue dans l'appareil. La récupération du volume stocké dans l'appareil et sa pesée en laboratoire permettent de vérifier la pesée réalisée par l'appareil [3]

II.5.6.3. Avantages

Les pluviographes à peser permettent une mesure continue des événements pluvieux. Les modèles sans vidange sont dépourvus de pièces mobiles, ce qui contribue à diminuer les risques de panne mécanique.

Ils permettent de mesurer de très forte intensité jusqu'à plus de 700 mm/h (Morineau, 1996).

La vérification et le réglage de l'appareil est simple.

II.5.6.4. Inconvénients

Les pluviographes à peser restent moins répandus que les pluviographes à augets et sont d'un cout généralement supérieur et intègrent des composants mécaniques et électroniques plus complexes que les appareils à augets, ce qui peut entraîner des défaillances telles qu'une dérive de la pesée ou du zéro. Ils présentent également une consommation énergétique plus importante que les pluviographes à augets.

Enfin, ils ont une forme cylindrique massive plus défavorable quant aux effets aérodynamiques locaux : déviation des gouttes de pluie, sensibilité de la pesée aux rafales coupes de vents.

II.5.7. Pluviographe à siphon

Les pluviographes à siphon utilisent le principe du flotteur pour l'enregistrement de la hauteur d'eau. Ces appareils sont basés sur la translation verticale d'un flotteur dans une colonne de mesure. La pluie est captée par l'intermédiaire d'un collecteur calibré et stockée dans la colonne de mesure. La capacité de ce type de capteur est illimitée car lorsque la colonne est pleine d'eau, un siphon vide automatiquement l'eau. Ce capteur n'a aucune pièce en mouvement excepté le flotteur de mesure qui est relié à un enregistreur à tambour, mais présente, entre autres, l'inconvénient de ne pas enregistrer la pluie pendant le siphonage de la colonne d'eau.

II.5.8. Pluviomètres totalisateurs

Les précipitations les plus fortes se produisent-en grande partie sous forme de neige dans des régions montagneuses d'accès difficile en hiver ; la mesure plus ou moins globale des précipitations dans ces régions isolées est réalisée par des pluviomètres totalisateurs.

Ce sont des pluviomètres (généralement non enregistreur) avec une capacité suffisante pour accumuler les précipitations tombées entre deux passages de l'observateur (c'est-à-dire pendant plusieurs mois ou même une année entière). Ils donnent la quantité de pluie tombée qui est captée par un réservoir en forme de cône. La lecture est directe, sur une échelle graduée.

Le pluviomètre totalisateur à "temps court" type SPIEA (Syndicat Professionnel des Industries des Engrais Azotés) est réalisé en matière plastique transparente et sa paroi porte directement la graduation permettant la mesure. Doté d'un entonnoir définissant une surface de réception de 400 cm², il est percé en son fond et doté d'un seau conique de 3,5l. Le pluviomètre totalisateur à temps long type "tube à neige" est formé d'un tube en Plexiglas rigide et translucide. Un mètre flexible, gradué en mm, collé sur la partie extérieure permet de mesurer la hauteur d'eau recueillie dans le tube.

Le réservoir d'accumulation - peint extérieurement en noir - est au préalable rempli d'une saumure de chlorure de calcium recouverte d'une couche de 5 à 10 mm d'huile résistant à la congélation. La solution de chlorure de Ca sert d'antigel et d'agent de fusion pour la neige ; la couche d'huile évite l'évaporation.

CHAPITRE II : Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

La charge initiale du pluviomètre est généralement constituée par une solution aqueuse à 29.6 % de chlorure de Ca (37.5 % de sel du commerce à 78 % de pureté), dont la température de solidification est voisine de -50°C ; diluée par une quantité égale de précipitation, elle se congèle vers -12°C .

Certains pluviographes totalisateurs implantés en haute montagne comportent un chauffage des collecteurs par résistance électrique ou par brûleurs à gaz butane, cela conduit à des installations coûteuses et d'un entretien délicat. Par temps doux, il faut régler le chauffage, afin d'éviter l'évaporation d'une partie des précipitations recueillies [4].

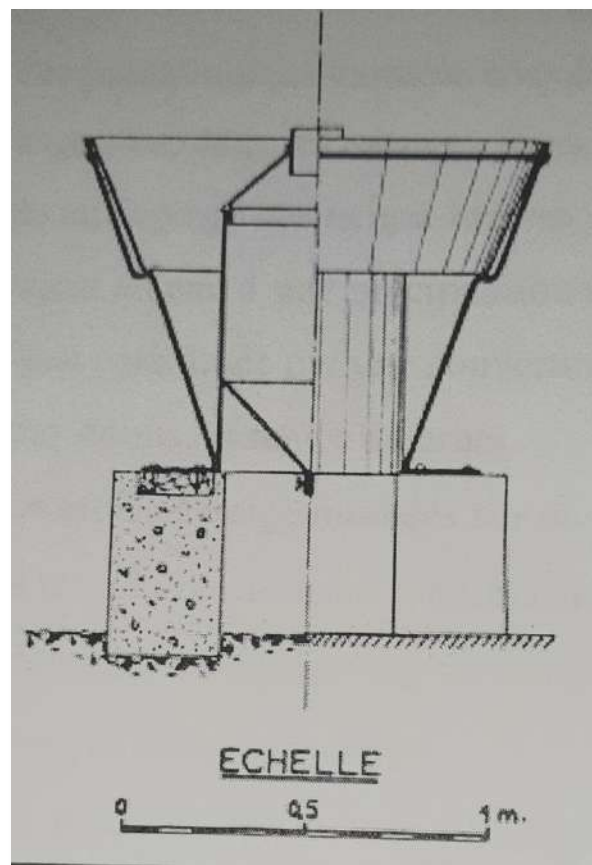


Figure II.7 : Pluviomètre totalisateur

II.5.9. Nivomètres

Bien que ces appareils soient assez mal adaptés au captage des neiges légères. Il est pourtant parfois nécessaire de déterminer l'équivalent en eau d'une précipitation neigeuse avec plus de précision, ou encore d'estimer la réserve d'eau constituée par une couverture neigeuse déjà ancienne et partiellement fondue (prévision des débits, annonce de crue).

On y parvient au moyen de tables à neige montées sur un système de balance (basculé) enregistreuse ou non ; un procédé tout récent consiste à enregistrer l'absorption d'un rayonnement radioactif à travers la couche de neige (Figure II.8) à tester ; l'appareil inscrit sur un graphique « l'équivalent en eau » de la couche de neige.

Pour la prévision des débits d'été des rivières de montagne, les services de l'agriculture aux U.S.A. et de L'E.D. F en France procèdent, à la fin du printemps à des tournées de prospection de la couverture neigeuse des bassins versants correspondant.

On emploie un équipement de « sondage » en tubes d'aluminium pouvant explorer une épaisseur de neige dépassant sur 6m.

Les carottes extraites de chaque point de sondage sont pesées sur place au moyen d'une petite « romaine » ; on en déduit la densité des diverses couches de neige et leur équivalent en eau [4].

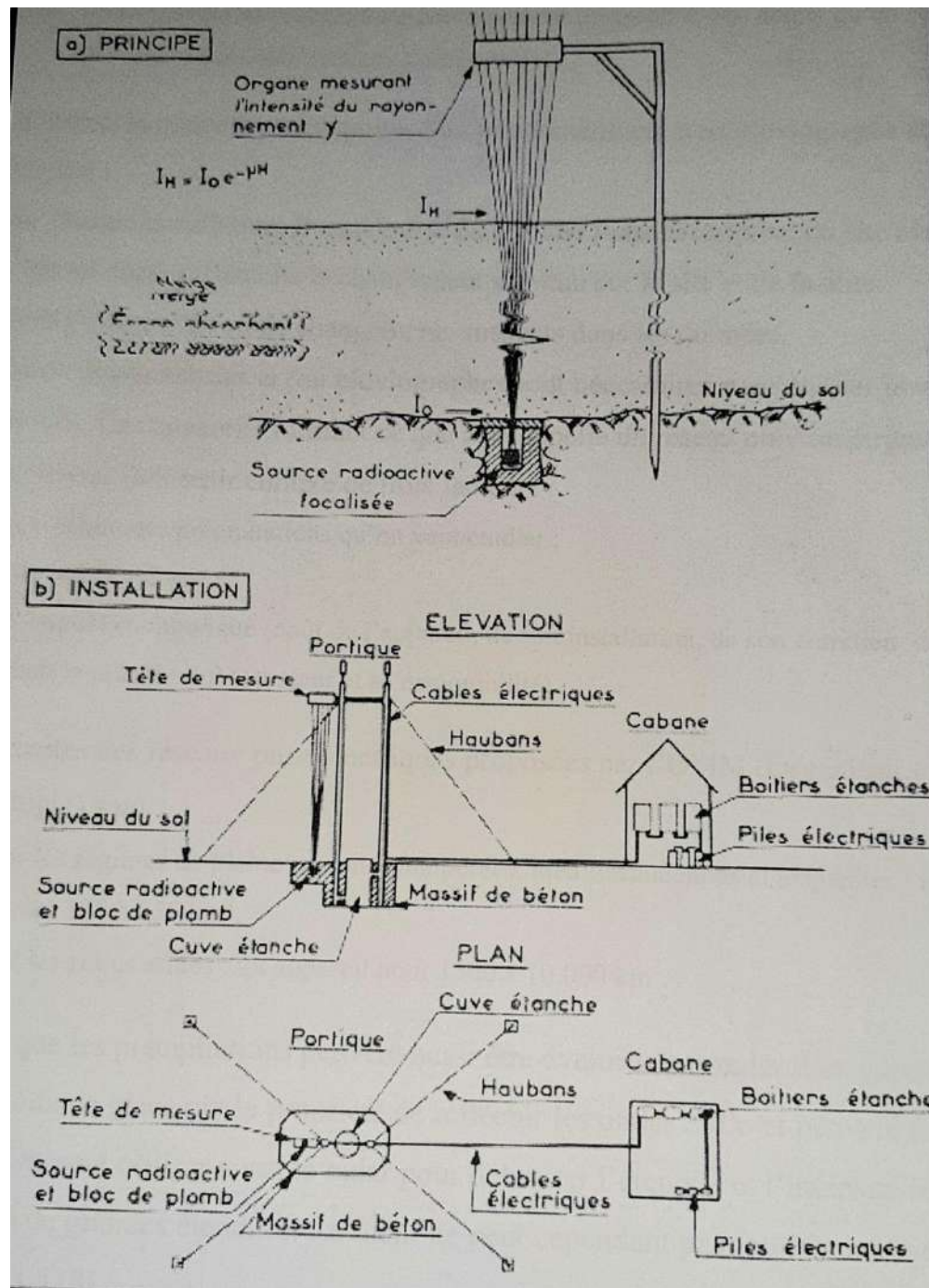


Figure II.8 : Principe et installation d'une station de mesure de l'équivalent en eau d'une couche de neige (par absorption d'un rayonnement).

II.6. Implantation des appareils de mesures

Les sites d'implantation d'un pluviomètre ou pluviographe doivent :

- Être représentatif du secteur étudié en étant exposé normalement aux vents.

CHAPITRE II : Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

-Être éloigné de tout obstacle. En général à une distance minimum égale à 4fois la hauteur de l'obstacle (arbre, bâtiment, etc.).

-Être à proximité de la résidence de l'observateur.

-Avoir une surface réceptrice rigoureusement horizontale ; on admet qu'un écart peut provoquer des erreurs de l'ordre de 1%.

La bonne et la mauvaise installation d'un pluviomètre ou d'un pluviographe sont données dans (Figure II.9).

Après chaque installation, il convient d'établir une fiche descriptive du site avec croquis et photo, ce qui permettra d'établir le changement survenu sur le site et de faciliter éventuellement l'interprétation de changements suspects dans les données.

Plusieurs pluviomètres et /ou pluviographes sont nécessaires pour étudier la variabilité des précipitations. Ces appareils formant ce que l'on appelle un réseau pluviométrique.

La densité du réseau doit tenir compte de trois facteurs :

- La nature des précipitations qu'on veut étudier ;

- Le but de l'étude ;

- L'aspect économique (coût de l'appareil, l'installation, l'entretien, les mesures, de la paie de l'observateur et sa disponibilité)

Les densités des réseaux pluviométriques proposées par l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie) sont :

- Pour les plaines en zones tempérées, méditerranéennes et tropicales : un appareil tous les 100 à 250 km.

- Pour les zones arides : un appareil pour 1500 à 10.000 km.

A noter que les précipitations peuvent aussi être évaluées par radar. Les gouttelettes de pluie et les cristaux de glace ont la propriété de réfléchir les ondes radio et peuvent être observés grâce au radar. On peut utiliser aussi le radar pour délimiter l'étendue et l'intensité relatives des orages au-dessus de grandes étendues. Le radar ne peut cependant pas fournir une mesure exacte des précipitations [5].

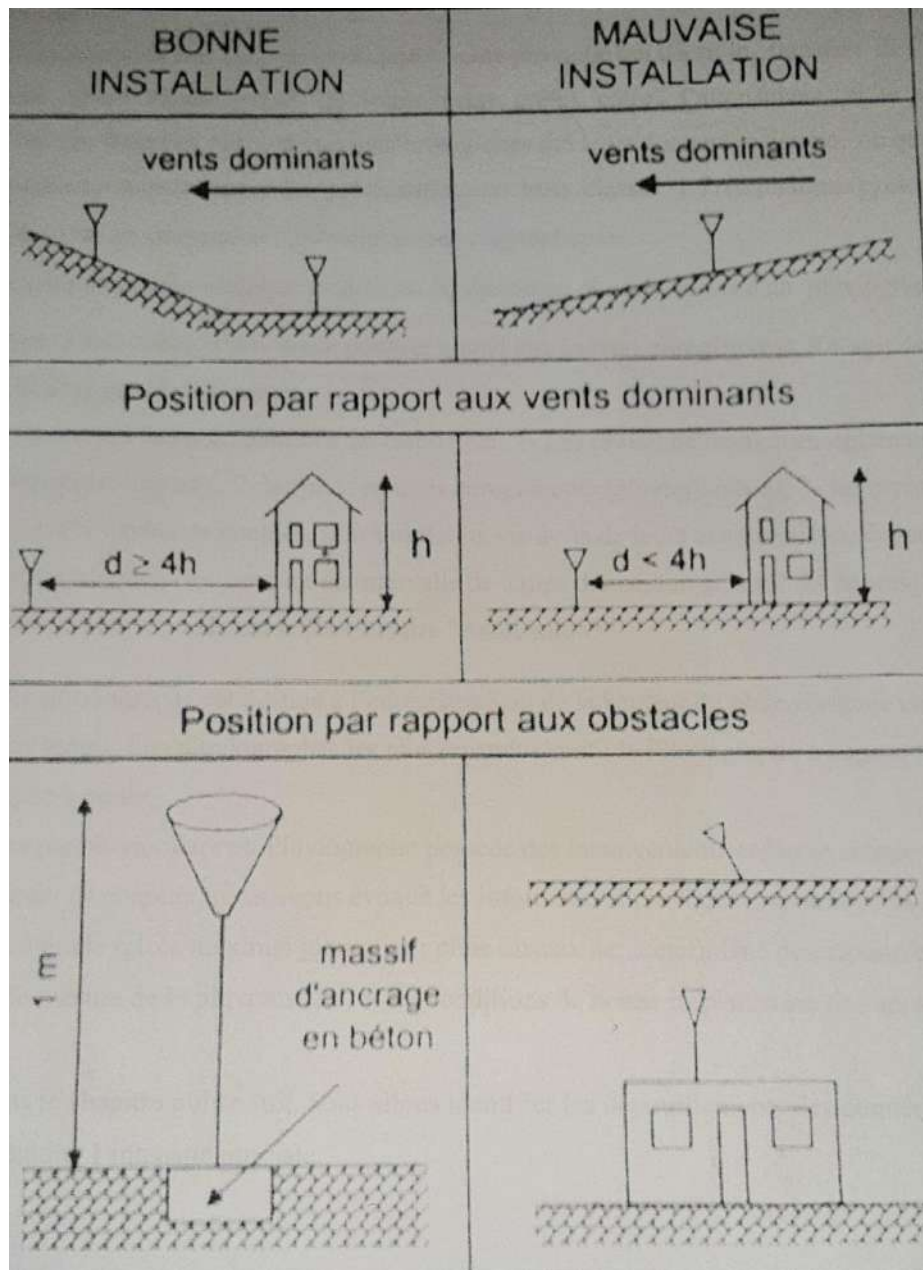


Figure II.9 : Condition d'installation des pluviomètres (Deutch et al., 1989)

II.7. Erreurs dans les mesures

II.7.1. Liste des erreurs possible

Le principal facteur d'erreur est l'action du vent sur la trajectoire des gouttes d'eau ; l'importance de l'erreur dépend de l'intensité du vent et de la hauteur de l'appareil de mesure par rapport au sol.

CHAPITRE II : Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

Une certaine quantité d'eau est nécessaire pour mouiller le réceptacle de l'appareil avant que l'eau ne s'écoule à l'intérieur. Si l'averse est intermittente, le processus de l'évaporation fera que des quantités de pluie non négligeables s'évaporent et ne seront donc pas mesurées.

Dans un pluviographe, le temps de basculement des augets n'est pas négligeable au cours de ce mouvement, une certaine quantité d'eau est admise en excédent dans l'auget intéressé, donnant lieu à une sous-estimation de la pluie captée d'autant plus importante que l'intensité de la pluie est forte. En outre l'exploitation des stations pluviométriques donne lieu à un certain nombre d'erreurs.

A- Erreurs d'observation :

- Un lecteur peu consciencieux, depuis celui qui lit le pluviomètre tous les 5 ou 6 jours, jusqu'à celui qui invente purement et simplement les résultats en passant par celui, inconscient, qui arrose ses plantes avec l'eau du pluviomètre ;
- Erreur fortuites de lecture de l'éprouvette ;
- Erreur dues à l'évaporation ;
- Débordement du pluviomètre quand la pluie est très intense ;
- Pluviomètre percé ;
- Pertes d'eau pendant le transvasement de l'éprouvette dans le sceau ;
- Pluviomètre sous un arbre, etc.

B- Erreurs de transcription et de calcul

C-Erreurs systématiques

Parmi les erreurs systématiques, on peut citer :

- La graduation de l'éprouvette ne correspond pas à l'ouverture du pluviomètre ;
- Un changement dans l'exploitation du pluviomètre dû à :
 1. Déplacement du pluviomètre.
 2. Modification de l'environnement du pluviomètre.
 3. Changement d'observateur.
 4. Eprouvette cassée remplacée par une autre qui ne convient pas.

Il y a lieu de noter que cette liste d'erreurs est presque exhaustive et que toutes ces erreurs n'arrivent pas simultanément. Cependant, les documents élaborés par les observateurs et les

CHAPITRE II : Précipitations, appareil de mesure et principe de fonctionnement

hydrologues restent notre référence et sont à la base du développement hydraulique du pays. La liste ci-dessus est beaucoup plus pédagogique.

Les erreurs dans les séries de mesures pluviométriques modifient le caractère aléatoire des phénomènes et les conditions de leur avènement. Si ces conditions changent cela veut dire que les données mesurées ne proviennent pas de la même population et que la série de mesures n'est pas homogène. Avant de pouvoir étudier statistiquement ces séries, il y a lieu donc, au préalable, de les rendre homogènes. [5]

Conclusion

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

Sur la base des phénomènes météorologiques qui leurs donnent naissance ou qui les accompagnent, on peut classer les précipitations en trois classes :

- 1-Précipitations cycloniques ;
- 2-Précipitations de convection ;
- 3-Précipitations orographiques.

La mesure des précipitations est établie par :

- 1- Les pluviomètres non enregistreurs (pluviomètres simples) ;
- 2- les pluviomètres enregistreurs (pluviographes) ;
- 3- les nivomètres.

Les Pluviomètres simples, soit très divers vis-à-vis de leurs constructions, ils indiquent la hauteur d'eau précipitée pendant un intervalle de temps donné, (en général 24 heures). Le pluviomètre le plus répandu est le pluviomètre "Association".

Le pluviographe est destiné à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Les pluviographes les plus répandus sont : les pluviographes à augets et les pluviographes à peser.

Chaque pluviomètre ou pluviographe possède des inconvénients et des avantages.

Durant ce chapitre, nous avons évoqué les informations pluviales disponibles au niveau de la zone d'étude (pluie maximal journalier ; pluie mensuelle, etc.), Une description des appareils de mesure de la pluviométrie, et les conditions de bonne implantation des appareils de mesure.

CHAPITRE III

Dépouillement des données pluviométriques et
méthodes de calcul de l'intensité pluviale

III.1. Dépouillement des données de mesure d'un pluviographe

Un pluviogramme est la courbe des pluies cumulées fournie par le pluviographe (Figure III.1), et le hyétogramme le graphique (ou histogramme) des intensités (mm/h)

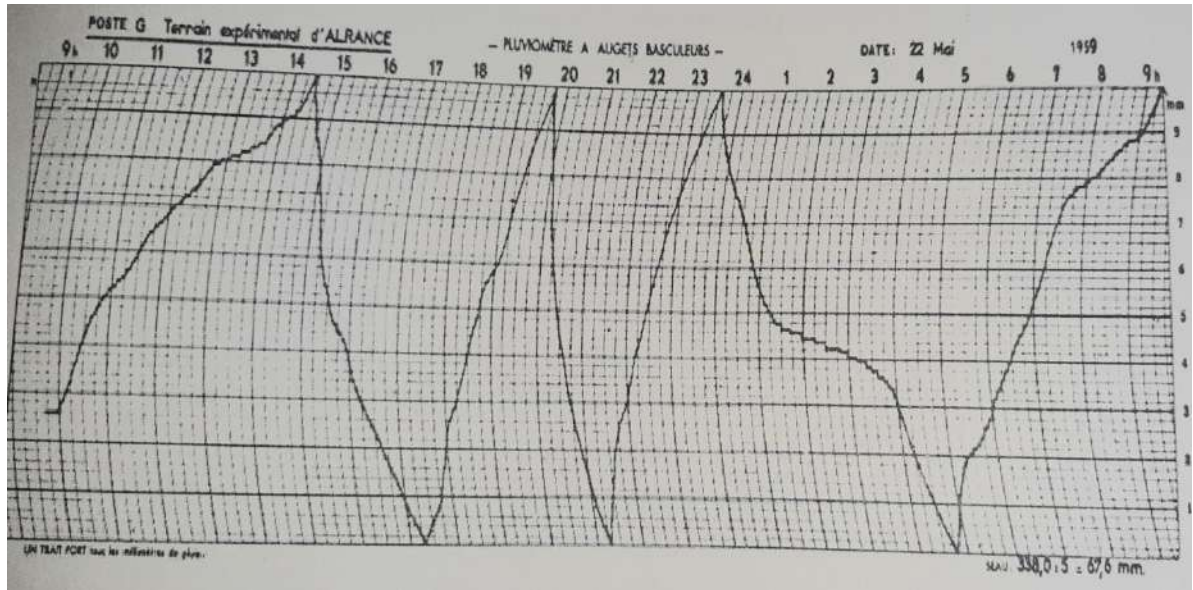


Figure III.1 : Enregistrement d'une averse par un pluviographe à auget basculeurs

Le papier enregistreur (Figure III.1) a les caractéristiques suivantes :

-suivant l'axe Vertical :

L'espace entre deux traits fins représente 1 mm de pluie pour une bague de 400 cm² et 1/5 mm de pluie pour une bague de 2000 cm².

Un basculement représente 0.5 mm pour une bague de 400 cm et 0.1 mm pour une bague de 2000 cm².

- suivant l'axe Horizontal

L'espace entre deux traits épais représente 1 heure et l'espace entre deux traits fins représente 15 minutes.

Il existe plusieurs méthodes de dépouillement d'un pluviogramme :

Le dépouillement à pas de temps constant, le dépouillement à intensités constantes et le dépouillement automatique sur digitaliseur.

III.1.1. Dépouillement des pluies journalières (moins de 24 heures)

C'est la quantité de pluie enregistrée dans une durée de 24 heures. Un exemple de dépouillement de la pluie enregistrée le 24-03-70 dans le tableau III. 1 ci-dessous.

Tableau III.1 : Dépouillement de l'averse enregistrée le 29-03-70 (moins de 24h)

Date de l'averse		Somme des pluies à partir du commencement de l'averse		Durée de l'intervalle (Δt)	Intensité pluviale (mm/min)
Année	Temps (h:m)	Pluie (mm)	Quantité de pluie par intervalle (mm)		
29-mars-1970	09:15	0	0		
	11:44	1	1	149	0,006711409
	14:18	1,6	0,6	154	0,003896104
	16:06	2	0,4	108	0,003703704
	17:48	2,5	0,5	102	0,004901961
	19:20	2,8	0,3	92	0,00326087
	21:17	3,6	0,8	117	0,006837607
	23:14	3,9	0,3	117	0,002564103
	00:52	4,1	0,2	98	0,002040816
	02:06	7,2	3,1	74	0,041891892
	02:26	7,7	0,5	20	0,025
	02:49	8,1	0,4	23	0,017391304
	03:31	8,6	0,5	42	0,011904762

III.1.2. Dépouillement de la pluie maximale journalière

La pluie journalière est la quantité de pluie reçue pendant 24 heures. Elle est mesurée généralement par un pluviomètre. Vu l'importance de la pluie maximale journalière (la pluie la plus élevée dans le mois) dans les études hydrologiques cette dernière figure toujours dans les Atlas et les bulletins météorologiques. La pluie journalière maximale représente la pluie la plus élevée enregistrée dans l'année. Nous présentons dans le tableau III.2 les pluies maximales journalières de la station de Ouezra.

Tableau III.2 : Dépouillement de l'averse enregistrée le 29-03-70 (moins de 24h)

année	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982
P max	27.3	32.3	44.6	53.1	164.4	49.9	14.5	15.9	58.7	6.3	62.7	17.7	11.5
année	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
P max	64.5	55	47.5	45	23.6	24.7	38.6	22.4	27.5	21.4	18.1	7	12.7

III.1.3. Dépouillement mensuel

La pluie mensuelle se calcule par la somme des pluies journalières mesurées durant tous les jours du mois considéré.

III.1.4. Dépouillement annuel

Les pluies annuelles se calculent par la somme des pluies mensuelles mesurées durant tous les mois (12 mois).

III.2. Importance de l'étude de l'intensité pluviale

La connaissance des intensités pluviales constitue un élément très important dans l'étude et le dimensionnement des ouvrages hydrauliques, des systèmes d'assainissement... etc. exemple :

III.2.1. Calcul du débit pluvial en assainissement

Le calcul de l'intensité pluviale diffère selon les modèles d'application à savoir :
Pour le calcul des eaux pluviales des réseaux d'assainissements on utilise la méthode rationnelle suivante :

$$Q_{f\%} = C \times I_{f\%} \times A \quad (3 - 1)$$

$Q_{f\%}$: Débit pluvial de fréquence f ou bien Q_T - débit de période de retour T en m³/s.

$I_{f\%}$: Intensité pluviale de fréquence F en mm/h.

C: Coefficient de ruissellement de la crue, fonction de plusieurs paramètres (nature du sol, perméabilité...etc.).

A : surface de ruissellement en km².

III.2.2. Détermination des débits de crue (pour la protection contre les inondations)

Pour la détermination du débit de pointe probable de la crue de différentes périodes de retour, on utilise souvent les formules empiriques en cas d'absence des données de mesure.

La formule empirique la plus utilisée est la formule (2) de Turraza. [8]

$$Q_{MAX,p\%} = \frac{C \cdot I_{tc} \cdot S}{3.6} \quad (3 - 2)$$

S : Superficie de la surface de ruissellement en km².

C : Coefficient de ruissellement en fonction de la probabilité de donnée.

I_{tc} : Intensité des pluies pour une fréquence donnée correspondant au temps de concentration en mm/h.

Q_{MAX} : Débit max de crue en m^3/s .

III.3. Détermination de l'intensité pluviale en absence de donnée de mesure

En cas d'absence de données de mesure on calcul l'intensité pluviale par des méthodes reliant l'intensité pluviale à la durée de pluie et à la fréquence. Nous citons ci-dessous quelques méthodes souvent utilisées en hydrologie.

III.3.1. Différentes méthodes de calcul de l'intensité pluviale

A. Formule Grisollet

La formule la plus couramment utilisée pour représenter est celle de Grisollet (1948) [9]

$$I(i, T) = \frac{A(T)}{t+B(T)} \quad (3-3)$$

B. Formule de Montana

La formule de Montana [10] se présente sous la forme :

$$I(i, T) = A(T) \times t^{B(T)} \quad (3-4)$$

C. Formule Keiffer et Chu

Keiffer et chu (1957) combinent les deux formules précédentes sous la forme :

$$I(i, T) = \frac{A(T)}{t^{B(T)+C(T)}} \quad (3-5)$$

Dans les formules, « (3-3), (3-4), et (3-5) » représentent l'intensité de la pluie en fonction du temps (t) pour une période de retour donnée « T.A, B » et « C » sont des constantes propres à chaque région et à chaque période de retour « T ». Ces constantes doivent être déterminées à partir des mesures historiques de la pluie. Lorsqu'on qualifie une intensité de pluie décennale ou quinquennale, ceci signifie que la probabilité d'observer une intensité de pluie qui lui est égale ou supérieur est respectivement 1/10 ou 1/5. D'une manière générale, la période de retour (T) d'une intensité (I_t) se définit par la probabilité :

$$P (I > I_T) = 1/T \quad (3-6)$$

Il est à souligner que ces formules sont établies dans d'autres conditions climatiques selon la position physico géographique et leurs extrapolations à nos conditions climatiques conduisent à des erreurs aberrantes. [11]

D. Formule de Body

Formule couramment utilisée en Algérie (Body, 1985). Son utilisation nécessite la disponibilité d'une série des pluies max journalière. Le calcul de l'intensité pluviale est établi de la façon suivante :

$$I_{t;T} = \frac{P_{t;T}}{t} \quad (3 - 7)$$

$P_{t;T}$ est la pluie de durée "t" et de fréquence "T". Elle est établie suivant le principe de Montanari :

$$P_{t;T} = P_{maxj} \times \left(\frac{t}{24}\right)^b \quad (3 - 8)$$

P_{maxj} : Moyenne des pluies journalières maximales en mm

b : Exposant climatique propre à chaque région de l'Algérie.

Il est à signaler que les formules données ci-dessus à l'exception de celle de Body sont établies à partir de dépouillement de données de mesures des pluviographes. Celle de Body à partir des pluies journalières suivant le principe de Montanari

III.4 Calcul de l'intensité pluviale par la méthode de Body pour la région d'étude

Les étapes de calcul de l'intensité pluviale d'après la méthode Body :

a- données de base nécessaire au calcul des intensités pluviales

-Une série des pluies journalières

-Le coefficient (exposant) climatique « b » de la région d'étude Médéa est de 0,37

b- Etapes de calcul

-Sélection de la plus grande pluie max journalière tombée dans l'année (i).

-Constitution d'une série de pluie max journalière (plus de 15-20 ans) c'est-à-dire (N) supérieur à 15-20 ans. Avec (N) nombre total de la série (nombre total des années).

-Ajustement statistique de la série de pluie max. Journalière aux lois de distribution statistiques utilisées en hydrologie (loi normale, loi log normale ou loi de Gumbel).

-Vérification de l'adaptation de la série des pluies max. journalière à la loi choisie par les tests d'adéquation : test de Khi-deux ou test de Kolmogorov-Smirnov.

CHAPITRE III : Différentes méthodes de calcul de l'intensité pluviale

Remarque

Pour le climat de l'Algérie, la loi log normale peut être retenue pour la suite de calcul de l'intensité pluviale. Cela n'empêche pas de vérifier l'ajustement de la série par d'autres lois statistiques utilisées en hydrologie telles que la loi normale et la loi Gumbel.

-On établit la droite d'ajustement pour la loi choisie (droite de Henry pour les lois normale et log normale ou droite de Gumbel).

1-la loi normale :

$$P_i = P + (S \times Z_i) \quad (3 - 8)$$

2-la loi log normale :

$$\ln P_i = \ln P + S_{Lnp} \times Z_i \quad (3 - 9)$$

3-la loi Gumbel :

$$P_i = \left(\frac{1}{\alpha}\right) Y_i + P_0 \quad (3 - 10)$$

$$-1. \left(\frac{1}{\alpha}\right) = 0.780 \times S \quad (3 - 11)$$

$$-2. P_0 = P - 0.577 \times a \quad (3 - 12)$$

Avec

P : Moyenne des pluies max. Journalières en mm.

S : écart-type de la série.

$\ln P_i$: Moyenne des logarithmes népériens des pluies max. Journalière.

S_{Lnp} : écart-type des logarithmes népériens des pluies max. Journalière.

Z_i : Variable réduite de gauss : table de gauss.

Y_i : Variable réduite de Gumbel.

P_i : Pluie fréquentielle de fréquence ($f\%$) ou pluie de période de retour (T).

-On calcule les pluies journalières fréquentielles $P_{maxj}\%$ (ou pluies de différentes périodes de retour ($P_j, \max T$) par la droite d'ajustement (FND = 50, 80, 90, 95, 98, 99,99.9%), C'est-à-dire P50%, P80%, P90%, ...etc., (P2, P5, PIO...etc.).

Pour passer de la fréquence « $f\%$ » à la période de retour « T » on utilise la relation suivante :

$$T = 1/FD \quad (3 - 13)$$

CHAPITRE III : Différentes méthodes de calcul de l'intensité pluviale

$$FD = 1 - FND \quad (3 - 14)$$

FND : Fréquence au non dépassement.

FD : Fréquence au dépassement.

Si par exemple, on veut savoir quelle est la période de retour de la fréquence $FND=90\%$

$$T = 1/FD = 1/0.1 = 10ans \quad (3 - 15)$$

$$FD = 1 - FND = 1 - 0.90 = 0.1$$

-On calcul les pluies de courte durée fréquentielles par la formule de Body :

$$P_{t,f\%} = P_{f\%} \left(\frac{t}{24}\right)^b \quad (3 - 16)$$

$P_{t,f\%}$: Pluie de durée «t » et de fréquence « f ».

$P_{f\%}$:Pluie maximale journalière de fréquence « f ».

t :Temps de pluie ou de l'averse.

b : exposent climatique (station de Médéa $b=0.37$)

Enfin on calcul l'intensité pluviale ($it, f\%$) par la relation suivante :

$$I_{f\%} = \frac{P_{t,f\%}}{t} \quad (3 - 17)$$

III.5. Détermination de l'intensité pluviale en présence de données de mesure

En cas de présence des données de mesure, l'intensité pluviale est déterminée à partir des étapes suivantes :

-Collecte des averses (collecte au niveau de l'ANRH ou de 1ONM).

-Dépouillement des averses et choix des pluies maximales dans les intervalles 1, 5,10...1440 minutes.

-Choix de l'intensité maximale annuelle (mm/min) dans les différents intervalles (la valeur la plus élevée dans chaque intervalle).

-Ajustement statistique des séries des intensités maximales annuelles pour chaque intervalle du temps.

-Traçage de la courbe IDF (Intensité-Durée-Fréquence).

III.5.1. Dépouillement de bandes d'enregistrement des pluviographes

La période d'observation s'étale de 1970 à 1996, il a été enregistré durant cette période 615averses.

La répartition du nombre d'averses en fonction de la durée qui est donnée dans le Tableau III.3 montre que le nombre d'averses de durée < 30 min constituent 31% du nombre total de ces averses. Le nombre d'averses situées entre 1 et 12 heures (les durées les plus fréquentes) représente 120% et les averses de durée de 24 heures représentent 33%.

Tableau III.3 : Distribution du nombre d'averses dans différents intervalles du temps (mm/min)

Station de Pluviographe	Nmbre total d'épisodes	La répartition des nombres d'épisodes pluvieux (%) en fonction de leur durée (min)							
		≤10	10-30	30-60	60-90	90-150	150-300	300-720	720-1440
Ouezra	615	25	6	10	11	19	40	40	33

L'intensité maximale moyenne sur les divers intervalles du temps enregistrés ont été calculé par la relation suivante :

$$I_t = \frac{P_t}{t} \quad (3 - 18)$$

P_t : Pluie de durée t (pluie de courte durée).

t : Temps de pluie.

Les dépouillements des quelques averses (29-mars-1970 et 10-mai-1970) enregistrées sont présentées en Annexe 1.

Le dépouillement de bandes d'enregistrement des averses a été établi pour des durées de références suivantes 1, 5, 10, 20, 30, 40, 60, 90, 150, 300, 720 et 1440 minutes.

Un exemple de dépouillement pour des durées de références suivantes 1, 5, 10, 20, 30, 40, 60, 90, 150, 300, 720 et 1440 minutes pour l'année 1970 est donné en annexe 2.

Conclusion

Le présent chapitre a pour but de traiter l'information avec un dépouillement total de données de mesure.

On a établi que les erreurs de mesures de la pluie sont dues aux :

- Les erreurs d'observation.
- les erreurs de transcription de calcul.
- les erreurs systématiques.

Dans les études hydrologiques les données de l'intensité pluviale sont très importantes, sans ces données, la conception de l'évacuateur de crues des barrages, ou bien la détermination des débits pluviales (pour l'assainissement urbain et agricole) ou encore plusieurs d'autres études est impossible.

Les données de l'intensité pluviale peuvent être calculées en absence ou présence de donnée de mesure.

La détermination se fait par des formules empiriques (formule de Grissollet, Montana, Keiffer et Chu) si les données sont manquantes.

Dans le cas de présence de données, on fait un dépouillement des pluviographes (dans notre étude on a procédé à un dépouillement).

Le dépouillement des bandes d'enregistrement des 615 averses a été établi pour les durées de références suivantes : 1,5, 10, 20, 30, 40, 60, 90, 150, 300, 720 et 1440 minutes.

La répartition du nombre d'averses en fonction de la durée montre que le nombre d'averses de durée < 30 min constituent 31% du nombre total de ces averses. Le nombre d'averses situées entre 1 et 12 heures (les durées les plus fréquentes) représente 120% et les averses de durée de 24 heures représentent 33%.

CHAPITRE IV

Traitement statistique des données de mesure

IV. Traitement statistique des données de mesure

IV.1. Traitement statistique des données d'observation

Pour saisir l'objectif de l'analyse statistique, on est amené à poser un certain nombre de questions jugées nécessaires. Ces questions sont les suivantes :

- 1 -Peut-on admettre que les données qui sont à notre possession sont les résultats des observations indépendantes d'une variable aléatoire.
- 2-Peut-on admettre que les échantillons initiaux sont extraits d'une même population.
- 3- Peut-on supposer que la loi de probabilité de la variable aléatoire (ζ) est symétrique par rapport à la moyenne de groupement des valeurs de (ζ).
- 4- Quel est le modèle le plus approprié pour décrire la loi de probabilité des données traitées, et en particulier comment vérifier l'adéquation du modèle choisi avec les données d'observation disponibles.

La réponse à ces questions est donnée par : les tests d'homogénéité des échantillons et tests d'adéquation.

IV.2. Homogénéité des données d'intensité pluviale

Dans notre étude on a effectué le test de Wilcoxon.

IV.2.1. Test de Wilcoxon

C'est un test non paramétrique qui utilise la série des rangs des observations, au lieu de leurs valeurs. Le test de Wilcoxon se base sur le principe suivant :

Si l'échantillon X est issu d'une même population Y, l'échantillon X U Y (union de X et de Y) en est également issu.

On procède ainsi :

Soit une série d'observations de longueur N à partir de laquelle on tire deux échantillons X et Y : N_1 et N_2 sont respectivement les tailles de ces échantillons, avec $N = N_1 + N_2$ et $N_1 \leq N_2$.

On classe ensuite les valeurs de notre série par ordre croissant. Par la suite, nous ne nous intéresserons qu'au rang de chacun des éléments des deux échantillons dans cette série. Si une valeur se répète plusieurs fois, on lui associe le rang moyen correspondant.

CHAPITRE IV : Traitement statistique des données de mesure

On calcule ensuite la somme W_x des rangs des éléments du premier échantillon dans la série commune :

$$W_x = \Sigma Rang X \quad (4-1)$$

Wilcoxon a montré que, dans le cas où les deux échantillons X et Y constituent une série homogène, la quantité W_x , est comprise entre deux bornes W_{max} et W_{min} données par les formules suivantes :

$$W_{min} = \frac{(N_1 + N_2 + 1)N_1 - 1}{2} - Z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1)}{12}} \quad (4-2)$$

$$W_{max} = (N_1 + N_2 + 1) N_1 - W_{min} \quad (4-3)$$

$Z_{1-\frac{\alpha}{2}}$: représente la valeur de la variable centrée réduite de la loi normale correspondant à $1 - \frac{\alpha}{2}$

(au seuil de confiance de 95 % nous avons $Z_{1-\frac{\alpha}{2}} = 1.96$)

CHAPITRE IV : Traitement statistique des données de mesure

Tableau IV.1 : Test d'homogénéité pour l'intervalle de temps (1 min)

Année	Série	(X)	(Y)	Rangs	X U Y	Origine
1970	0.123	0.123	0.433	1	0.039	Y
1971	3.700	3.700	0.675	2	0.118	Y
1972	1.450	1.450	0.586	3	0.123	X
1973	1.450	1.450	1.033	4	0.235	X
1974	1.400	1.400	0.257	5	0.257	Y
1975	1.500	1.500	1.400	6	0.350	Y
1976	0.817	0.817	0.600	7	0.409	Y
1977	0.235	0.235	0.409	8	0.427	X
1978	0.600	0.600	1.483	9	0.433	Y
1979	0.483	0.483	0.350	10	0.483	X
1980	1.725	1.725	1.780	11	0.500	Y
1981	0.427	0.427	0.500	12	0.567	X
1982	0.567	0.567	0.118	13	0.586	Y
1983	0.433		0.039	14	0.600	X
1984	0.675			15	0.600	Y
1985	0.586			16	0.675	Y
1986	1.033			17	0.817	X
1987	0.257			18	1.033	Y
1988	1.400			19	1.400	X
1989	0.600			20	1.400	Y
1990	0.409			21	1.450	X
1991	1.483			22	1.450	X
1992	0.350			23	1.483	Y
1993	1.780			24	1.500	X
1994	0.500			25	1.725	X
1995	0.118			26	1.780	Y
1996	0.039			27	3.700	X

Selon notre calcul on a :

$$W_x = \sum \text{Rang } X = 0.123 + 0.235 + \dots = 206$$

$$W_{min} = \frac{(N_1 + N_2 + 1)N_1 - 1}{2} - Z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{N_1 N_2 (N_1 + N_2 + 1)}{12}} = \dots = 141.32$$

$$W_{max} = (N_1 + N_2 + 1)N_1 - W_{min} = \dots = 222.68$$

CHAPITRE IV : Traitement statistique des données de mesure

Donc :

$$W_{min} = 141.32$$

$$W_{max} = 222.68$$

Ce qui fait :

$$141.32 < W_n < 222.68$$

L'inégalité $W_{min} < W_n < W_{max}$ est respectée ; la série est donc homogène.

Les résultats de test d'homogénéité se résumé ci-dessous :

Tableau IV.2 Résultats de test d'homogénéité des séries

Stations	Temps	Wx	Wmin	Wmax	Observation
Ouezra	1	206	141.32	222.68	Homogène
	5	186	141.32	222.68	Homogène
	10	182	141.32	222.68	Homogène
	20	193	141.32	222.68	Homogène
	30	191	141.32	222.68	Homogène
	40	182	141.32	222.68	Homogène
	60	177	141.32	222.68	Homogène
	90	186	141.32	222.68	Homogène
	150	178	141.32	222.68	Homogène
	300	180	141.32	222.68	Homogène
	720	124	81.81	138.19	Homogène
	1440	73	40.58	78.42	Homogène

Comme la montre le tableau, ci-dessus tous les intervalles sont homogènes.

IV.3. Ajustement statistique des données de mesure

IV.3.1. Détermination des caractéristiques statistiques d'une série [12]

Moyenne arithmétique :

C'est la valeur le plus utilisée en pratique pour caractériser l'ordre de grandeur du phénomène étudié. Elle est calculée par la relation suivant :

$$X_0 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i \quad (4-4)$$

CHAPITRE IV : Traitement statistique des données de mesure

X_0 : Valeur moyenne

X_i : Valeur (i) dans la série

N : Nombre de grandeur de la série

Ecart – type :

L'écart type mesure la dispersion d'une série de valeurs autour de leur moyenne. Si la variable X prend un nombre fini de valeurs réelles x_1, x_2, \dots, x_n , avec des probabilités respectives p_1, \dots, p_n , l'écart type est donné par :

Pour $N > 30$:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - x_0)^2}{N}} \quad (4 - 5)$$

Pour $N \leq 30$:

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - x_0)^2}{N-1}} \quad (4 - 6)$$

Coefficient de variation :

Le coefficient de variation qui est représenté par le rapport entre l'écart-type et la moyenne :

$$C_v = \frac{S}{X_0} \quad (4 - 7)$$

C_v : Coefficient de variation.

Si on change le rapport $(\frac{X_i}{X_0})$ par k le coefficient de variation est égal à :

Pour $N > 30$:

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (K_i - 1)^2}{N}} \quad (4 - 8)$$

Pour $N \leq 30$:

$$C_v = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (K_i - 1)^2}{N-1}} \quad (4 - 9)$$

Coefficient d'asymétrie :

Le coefficient d'asymétrie. Indique la symétrie de la distribution par rapport à la moyenne.

$$C_S = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - X_0)^3}{N.S^3} \quad (4 - 10)$$

Pour un rang adimensionnel :

$$C_S = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - 1)^3}{N \cdot C_v^3} \quad (4 - 11)$$

IV.4. Les principales lois de distribution statistique utilisées en hydrologie

Il y a plusieurs lois en statistique pour étudier un ou plusieurs phénomènes. Les lois les plus fréquemment utilisées en hydrologie sont :

La loi normale (loi de GAUSS)

La formule de la loi normale (gauss) est la suivante :

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-\frac{z^2}{2}} dz \quad (4 - 12)$$

Avec :

$$Z = \frac{X_i - X_0}{s}$$

Z est appelée variable réduite de gauss. L'intervalle de définition est $X \in] - \infty, + \infty [$

Les valeurs de $F(X)$ sont fournies par les tables de l'intervalle de gauss en fonction de la variable réduite.

Loi log-normal (loi de Galton)

La formule de la loi log-normal est la suivante :

$$F(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^z e^{-\frac{z^2}{2}} dz \quad (4 - 13)$$

Avec

$$Z = \frac{\log X_i - \log X_0}{\sigma \log X_i}$$

Les valeurs de $F(X)$ sont fournies par la table de l'intervalle de gauss en fonction de la variable réduite de gauss.

Loi exceptionnelle (loi de Gumbel)

La formule de la loi de Gumbel est la suivante :

$$F(X) = e^{-\alpha(x-x_0)} \quad (4 - 14)$$

CHAPITRE IV : Traitement statistique des données de mesure

$F(X)$: fréquence au non dépassement (F.N.D)

α, X_0 coefficient d'ajustement

$$F(X) = F(Y)e^{-e^{-y}} \quad (4-15)$$

Y : variable réduite de Gumbel, Liée à la probabilité attachée à la valeur X .

$F(Y)$: fréquence au non dépassement de la variable réduite de Gumbel.

L'équation $Y = \alpha(X - X_0)$ peut être présentée par la forme suivant :

$$X = \frac{1}{\alpha}y + x_0 \quad (4-16)$$

L'équation (31) représente le droit d'ajustement de Gumbel, les paramètres de cette droite sont liés entre eux par les relations suivantes :

$$\frac{1}{\alpha} = 0.780\sigma \quad (4-17)$$

$$X_0 = X - \frac{0.577}{\alpha} \quad (4-18)$$

X : Moyenne de la série.

σ : écart-type de la série.

X_0 et α . Sont les coefficients d'ajustement.

Loi GAMMA

La formule de la loi de GAMMA est la suivante :

$$F(X) = \left[\frac{\beta^\alpha}{\tau(\alpha)} \right] [\exp(-\beta)]^{\alpha-1} \quad (4-19)$$

$\tau(\alpha)$: Fonction Gamma

Si

$$Cs = 2\omega$$

$$\beta = \alpha = 1/Cv^2$$

$$Z = K \text{ et } \beta = 2 / (Cv \cdot Cs)$$

$$a = 4/CS^2 = 1/CV^2$$

La formule (33) peut s'écrire de la forme suivante :

$$F(X) = \left[\frac{\left(1/Cv^2\right)^{\frac{1}{Cv^2}}}{\tau(1)Cv} \right] \exp \left[-\frac{k}{Cv^2} \right] K^{\left(\frac{1}{Cv^2-1}\right)} \quad (4-20)$$

CHAPITRE IV : Traitement statistique des données de mesure

Selon Kristsky et Menkel qui ont changé le paramètre Z par $Z = a4b$ avec a et b fonctions de CV et C_s , cela permettra à la droite d'ajustement d'avoir des ordonnées ne tendant pas à zéro si $C_s \leq 2CV$. Cette droite est souvent appelée droite d'ajustement de krisky-menkel.

Sa forme analytique est la suivante :

$$F(X) = \left[\frac{(1/Cv \cdot Cs)^{\frac{4}{Cs^2}}}{\tau \frac{4}{Cs}} \right] \exp \left[-\frac{2k}{Cv} \right] K \left(\frac{4}{Cs^2-1} \right) \quad (4-21)$$

IV.5. Ajustement des intensités pluviales aux lois statistiques

IV.5.1. Choix du type de loi

Echantillon classé, fréquence, moyenne et variante empirique calculées, on doit trouver une loi de probabilité susceptible de s'ajuster de manière adéquate sur cet échantillon.

Le choix du type de loi susceptible de s'ajuster au mieux à l'échantillon, s'effectue à l'aide de deux critères expérimentaux :

Dans une région climatique donnée. Une variable hydro-pluviométrique déterminée suit généralement la même loi en tout site d'observations d'où l'intérêt des études régionales systématiques et celui de la connaissance de toute étude antérieure.

En absence d'information régionale, on fait un essai de rapport graphique des points observés sur papier à l'échelle gaussienne des abscisses ce qui permet d'envisager une loi à utiliser.

Dans notre étude nous avons testés lois décrites de : log-normal, Gamma et Pearsontype III. Il s'est avéré que la loi log-normale s'ajuste au mieux aux données empiriques (données des intensités pluviale) par contre pour les autres lois (Gamma et Pearsontype III) les points expérimentaux (observés) ne s'alignent pas bien avec les droites. On a retenu la loi log-normale pour la suite de l'étude

L'ajustement a été établi par le programme "HYFRAN" et les résultats de calculs par les différentes lois sont données en Annexe III.

On donne dans les figures ci-dessous les courbes d'ajustement des données des intensités pluviales sur papier de probabilité log-normal.

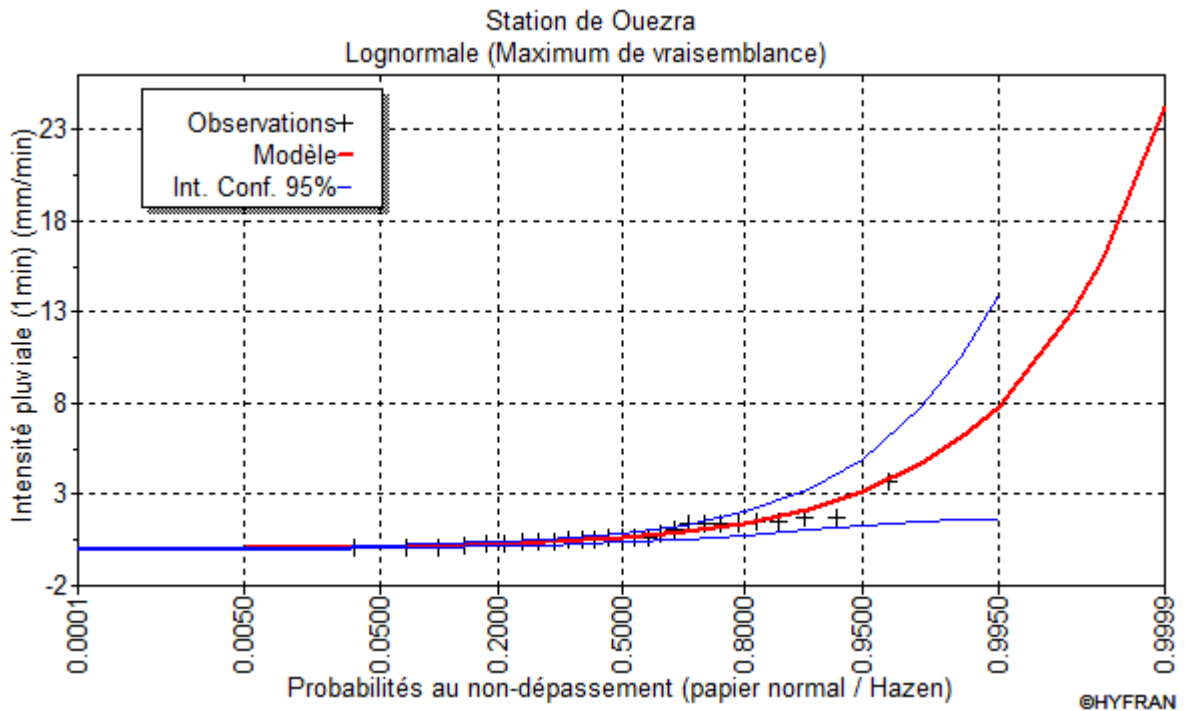


Figure IV.1 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle d'une minute par la loi log-normal

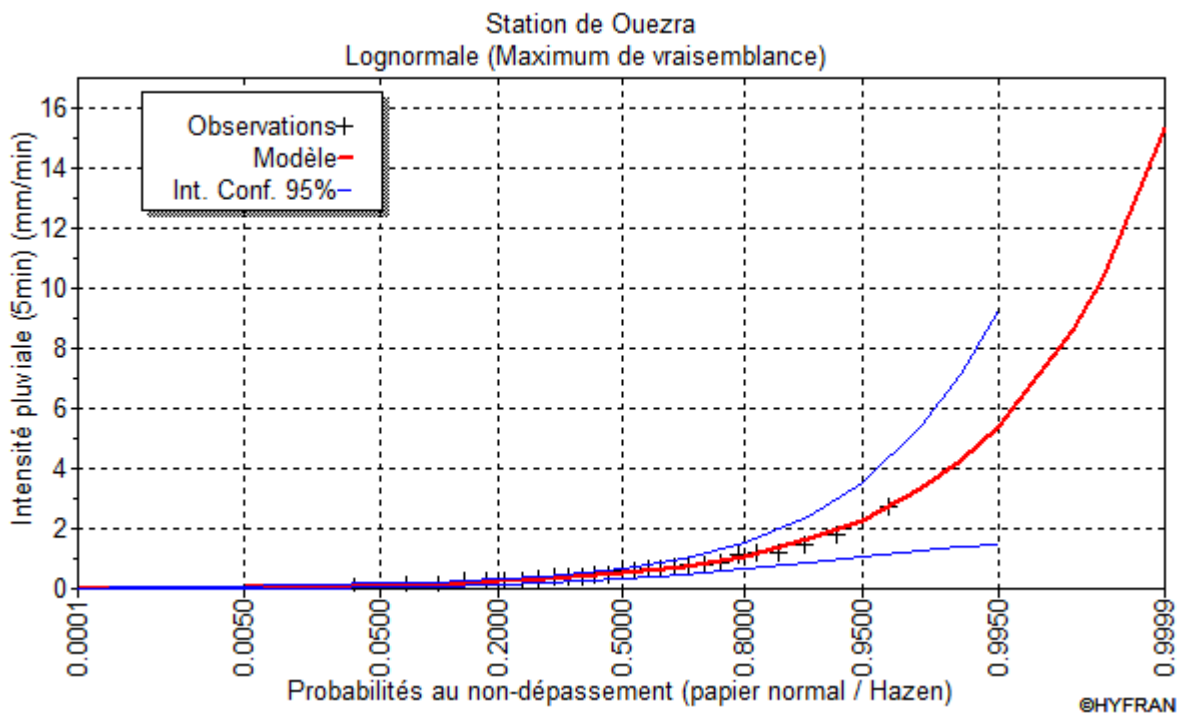


Figure IV.2 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 5 minutes par la loi log-normal

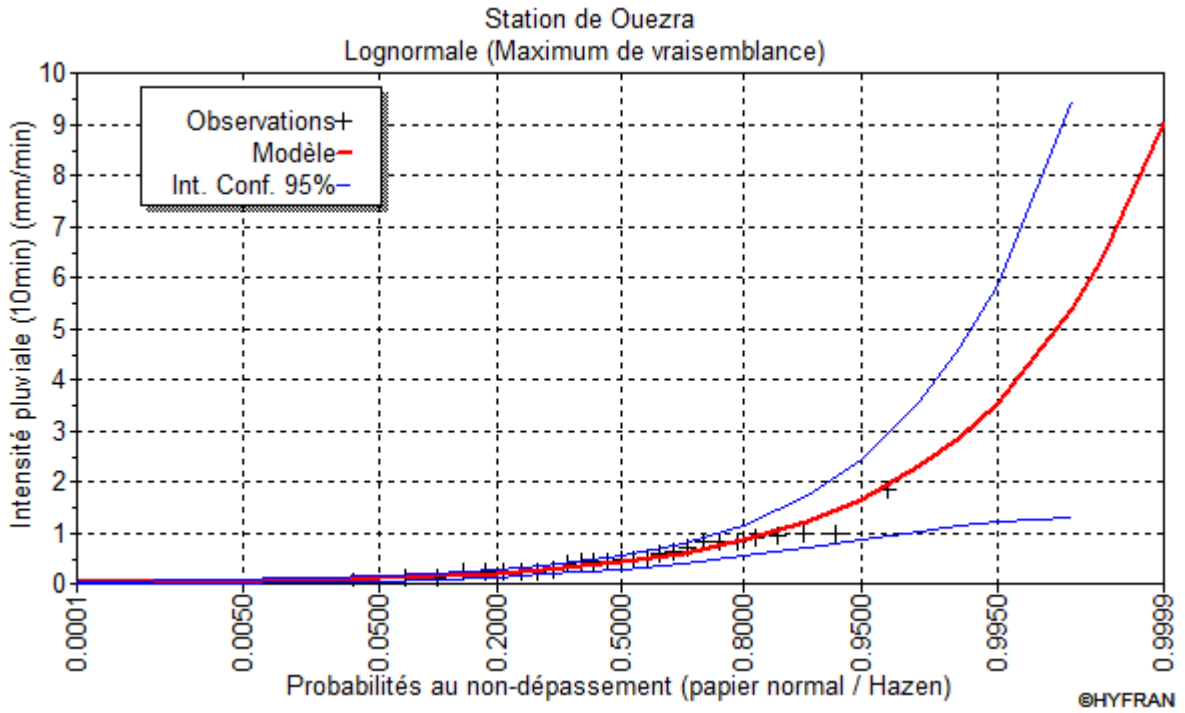


Figure IV.3 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 10 minutes par la loi log-normal

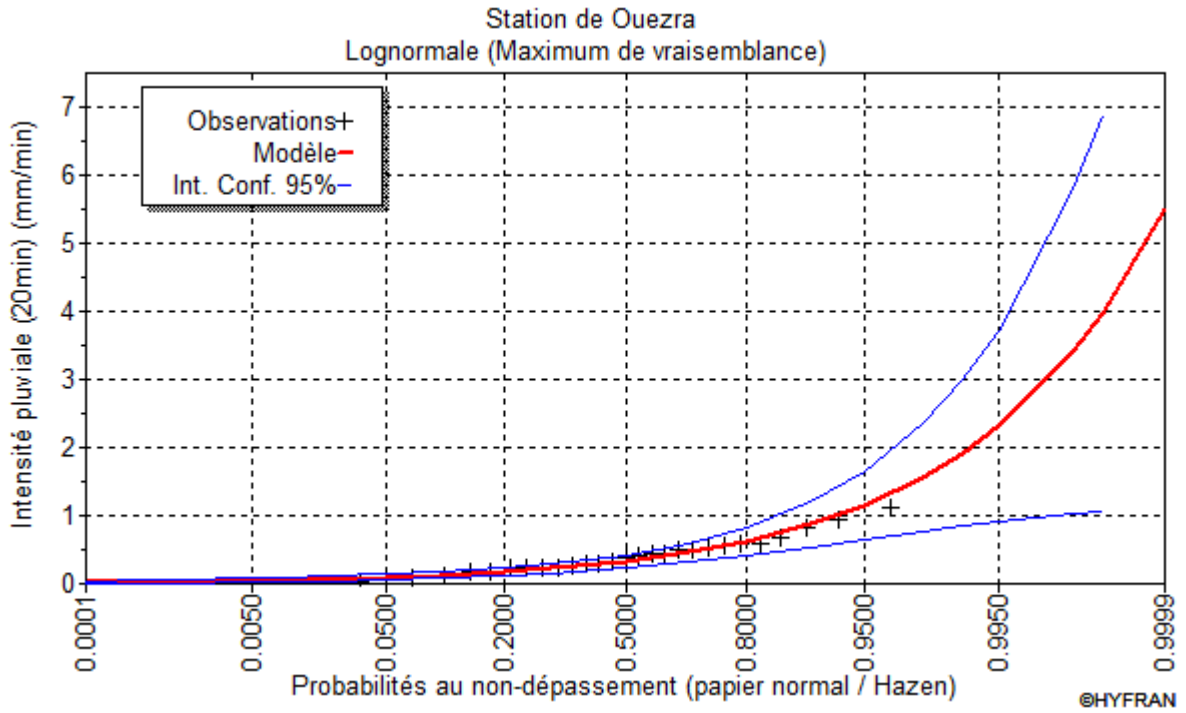


Figure IV.4 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 20 minutes par la loi log-normal

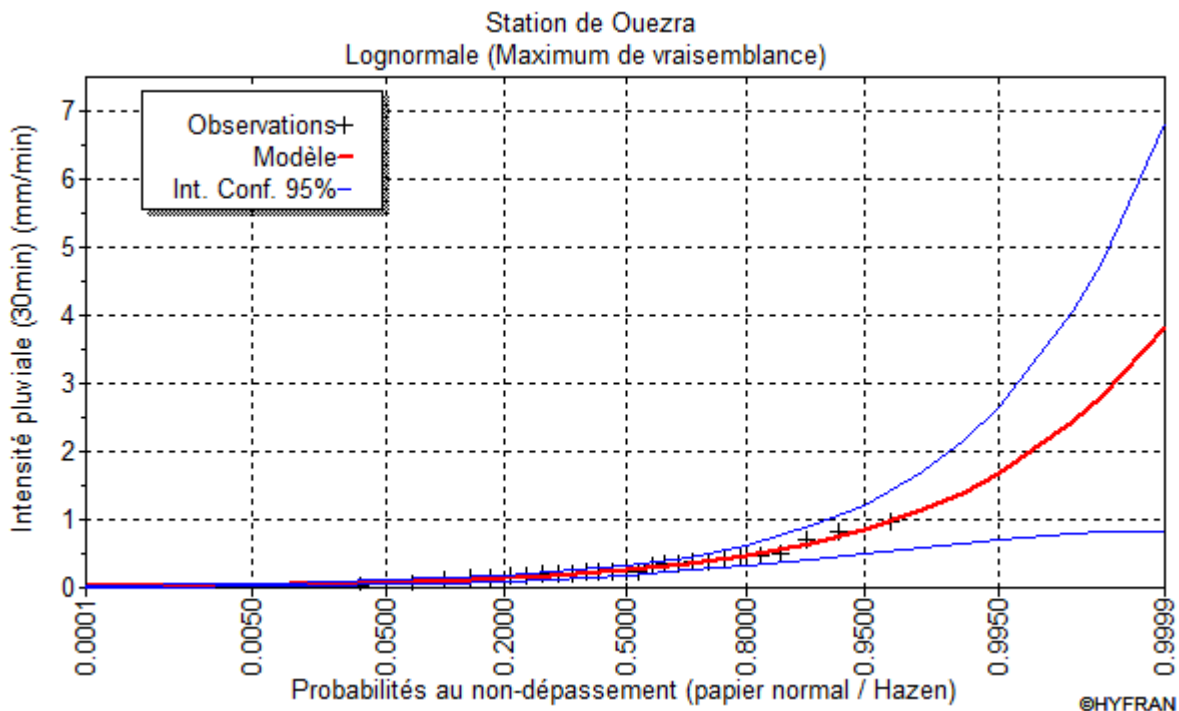


Figure IV.5 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 30 minutes par la loi log-normal

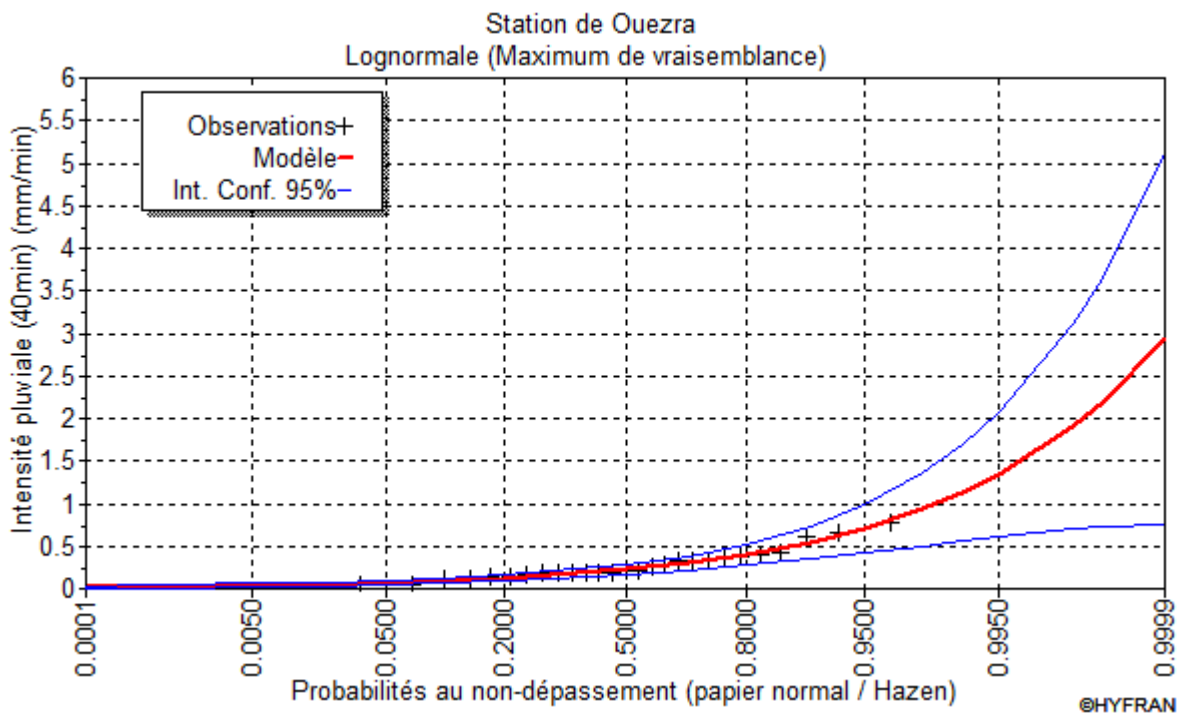


Figure IV.6 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 40 minutes par la loi log-normal

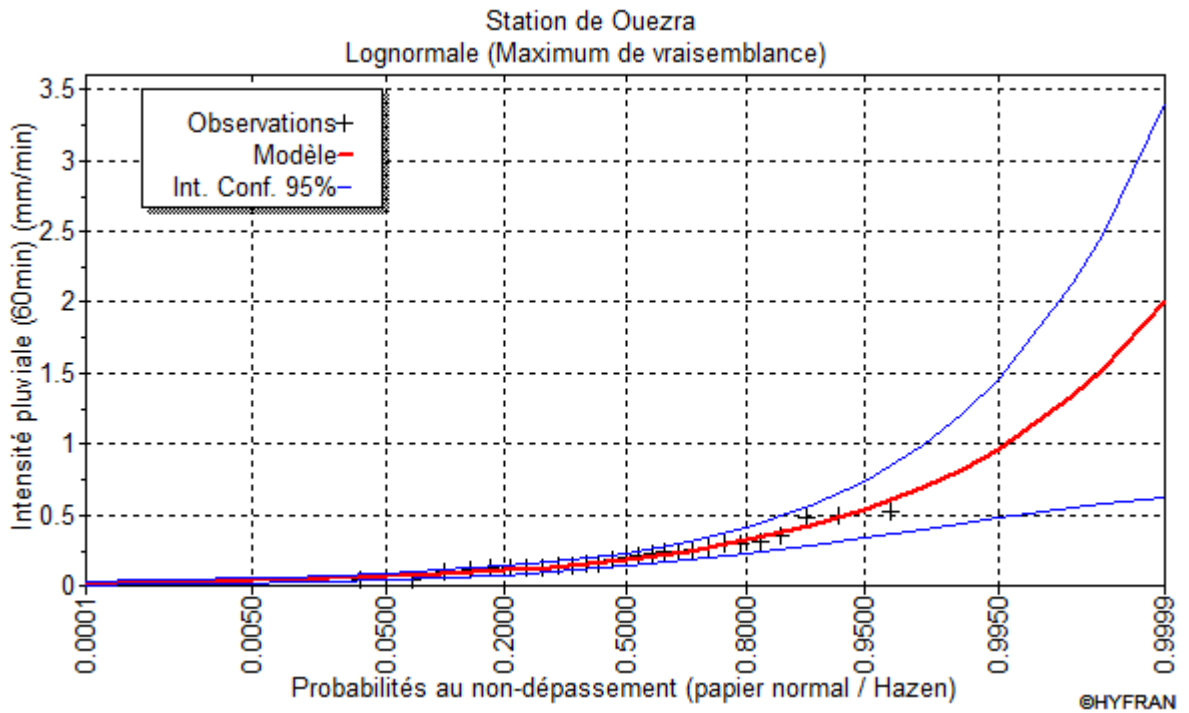


Figure IV.7 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 60 minutes par la loi log-normal

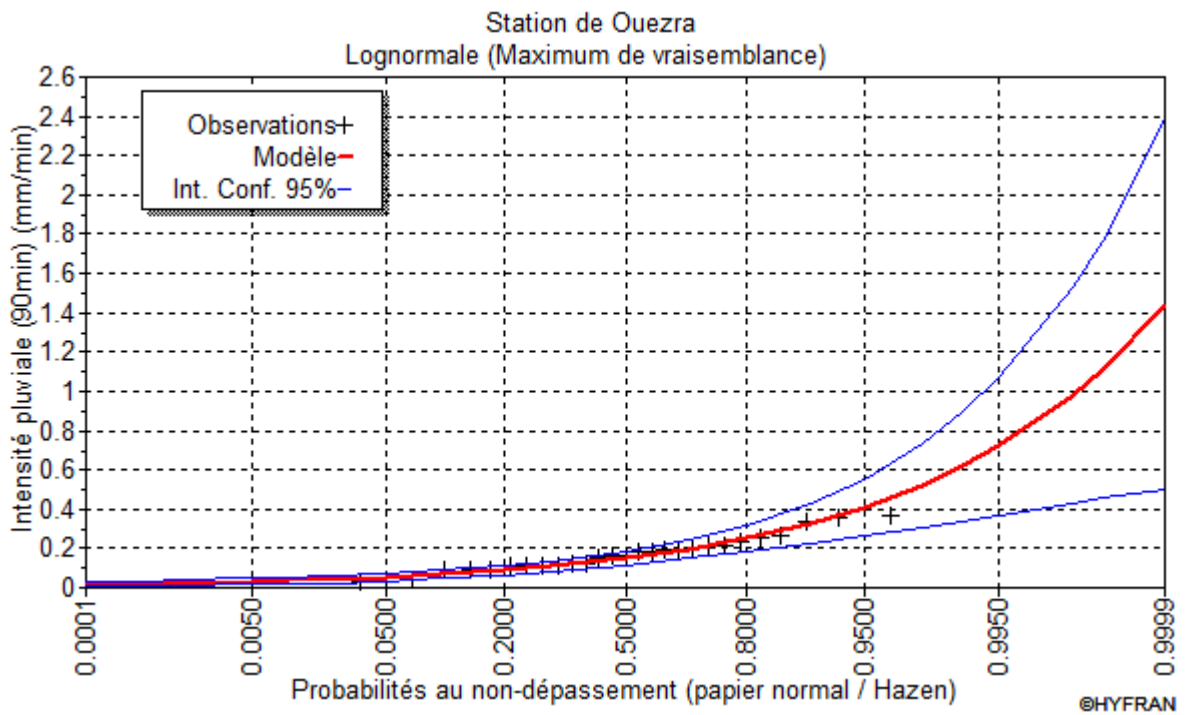


Figure IV.8 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 90 minutes par la loi log-normal

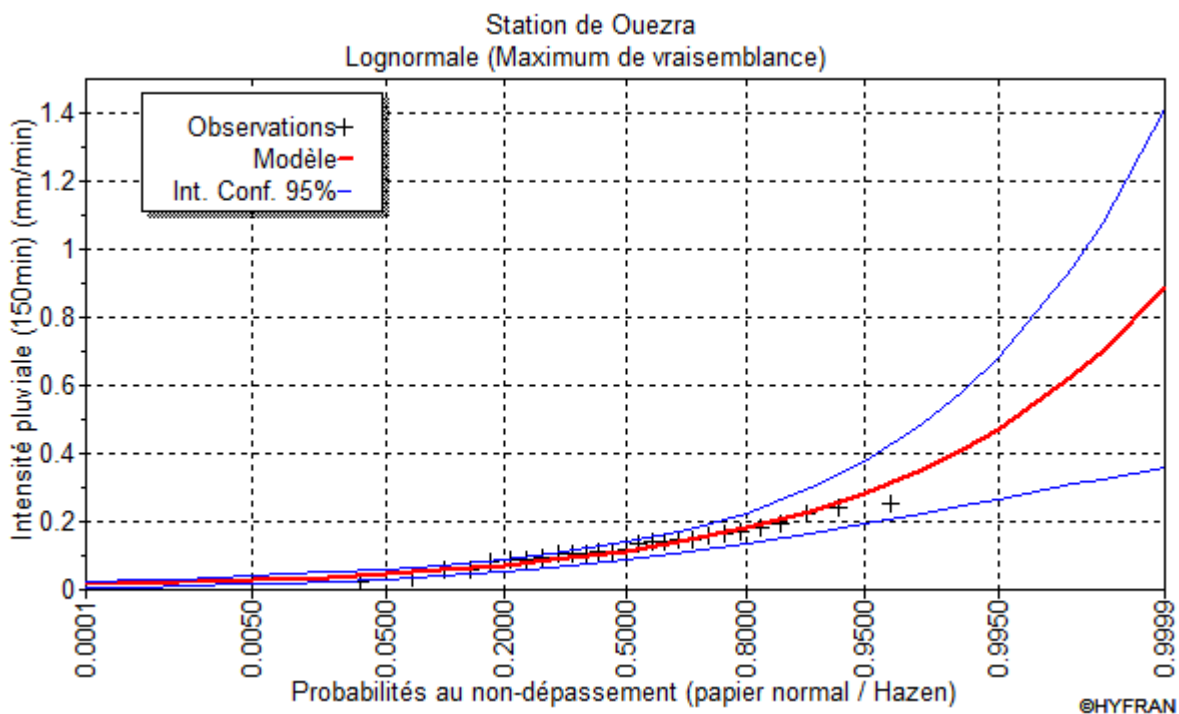


Figure IV.9 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 150 minutes par la loi log-normal

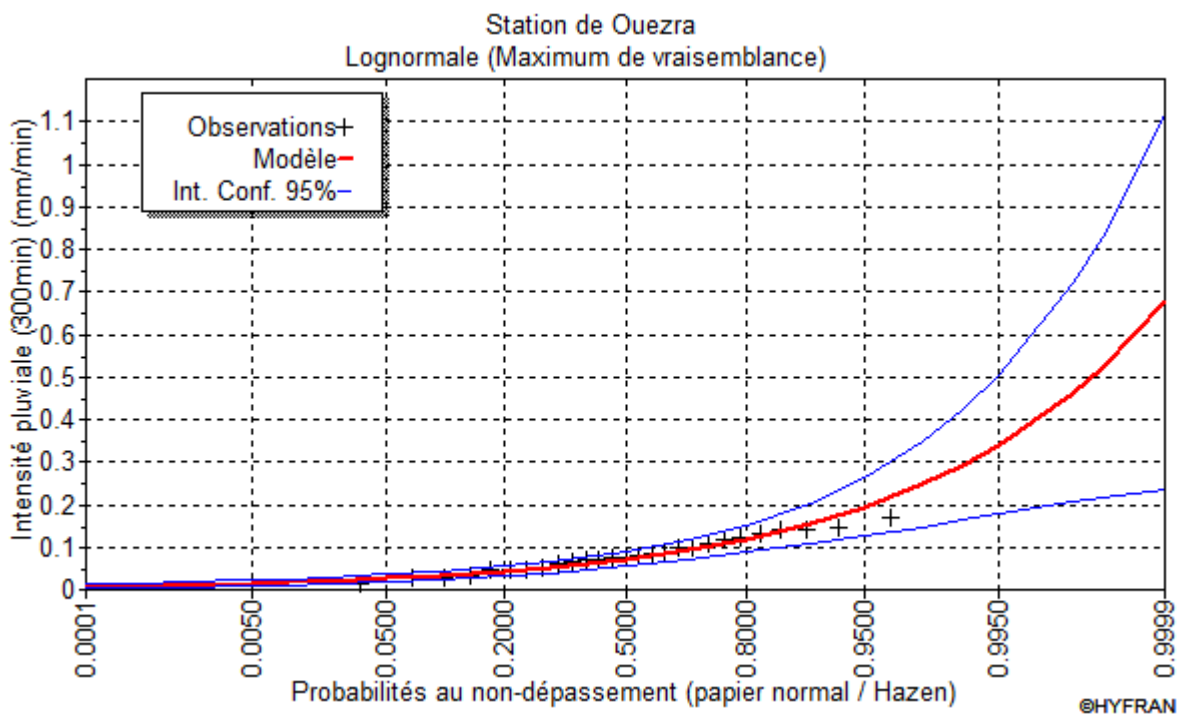


Figure IV.10 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 300 minutes par la loi log-normal

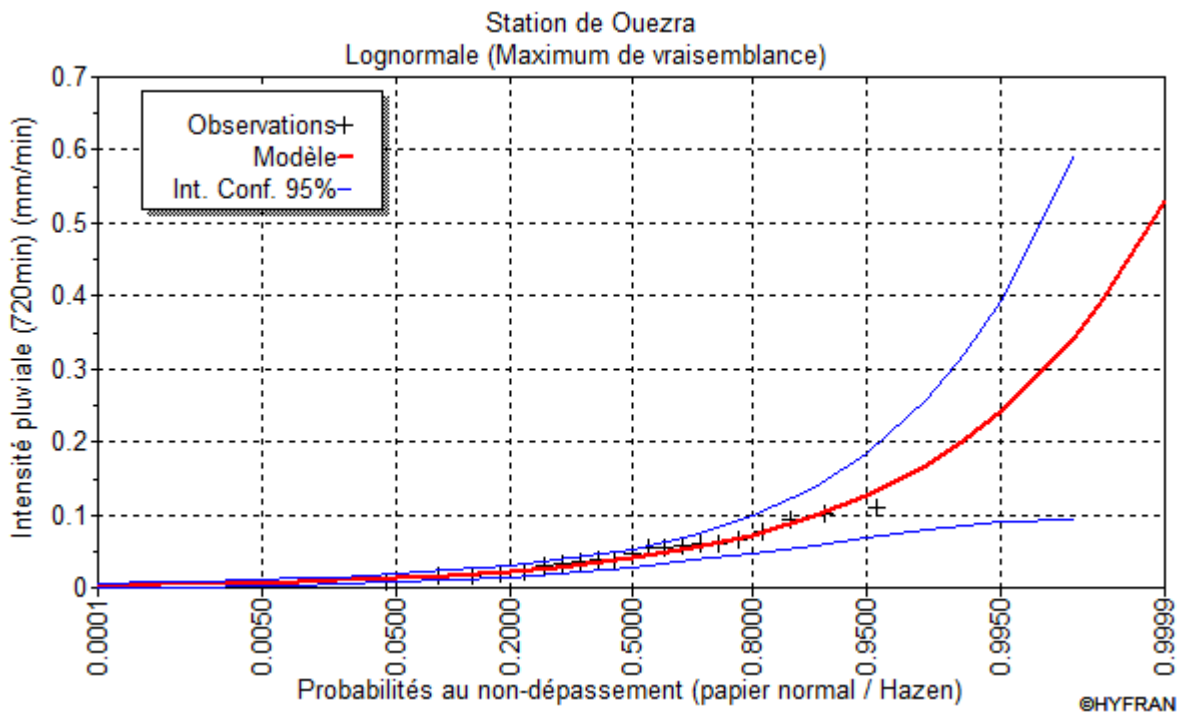


Figure IV.11 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 720 minutes par la loi log-normal

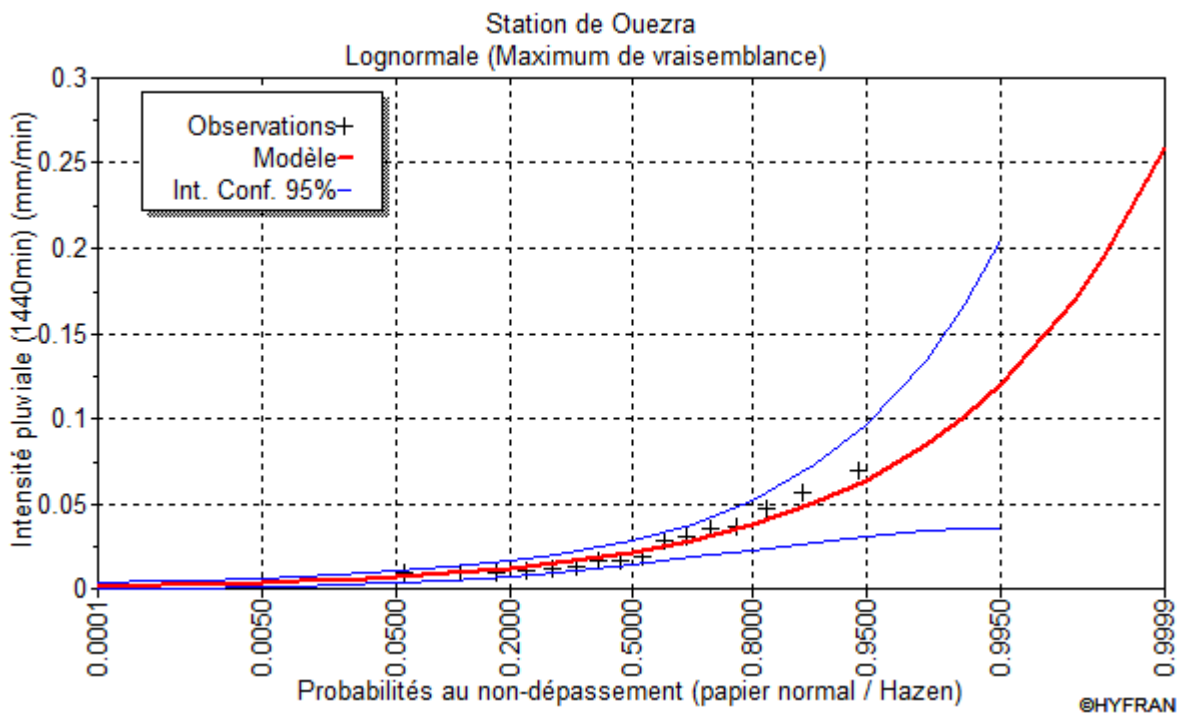


Figure IV.12 : Courbe d'ajustement des données des intensités pluviales pour un intervalle de 1440 minutes par la loi log-normal

CHAPITRE IV : Traitement statistique des données de mesure

Le résultat final de l'ajustement statistique pour une durée de 1 minute est présenté dans le tableau IV.3.

Tableau IV.3 : Intensités pluviales fréquentielles pour un intervalle d'une minute correspondant aux différentes périodes de retour

Station	Oueza					
Période de retour	5ans	10ans	20ans	50ans	100ans	1000ans
Intensité pluviale (mm/min)	1.4	2.17	3.11	4.66	6.11	13

Conclusion

Dans ce chapitre on a traité les données de mesure en utilisant le test d'homogénéité de Wilcoxon pour détecter les si nos séries sont homogènes ou hétérogènes. Ce dernier à montrer que toutes nos séries sont homogènes.

Les paramètres statistiques caractérisant les séries des intensités pluviales tels que la moyenne arithmétique, l'écart-type, le coefficient de variation et le coefficient d'asymétrie ont été déterminés.

Dans notre étude on a testé quelques lois couramment utilisées en hydrologie (log-normal, Gumbel et gamma) pour déterminer les quantiles des intensités pluviales. On a déterminé que la loi log-normale s'ajustent au mieux aux données empiriques (données des intensités pluviale) par contre pour les autres lois les points expérimentaux (observés) ne s'alignent pas bien avec les droites d'ajustement de ces dernières. On a donc retenu la loi log-normale pour la suite de l'étude. L'ajustement a été établi par le programme "HYFRAN".

CHAPITRE V

Modélisation de l'intensité pluviale de Ouezra

V. Modélisation de l'intensité pluviale de Ouezra

V.1 Relation entre l'intensité pluviale et sa durée

L'évolution dans le temps de l'intensité pluviale de quelques averses choisies arbitrairement est présentée dans la figure V.1 (averse du 10 mai 1970)

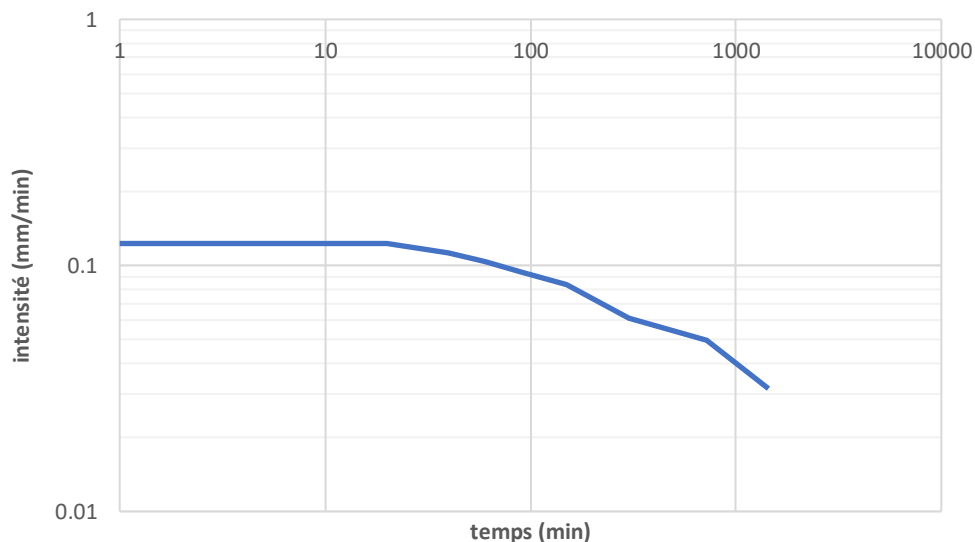


Figure V.1 : Relation entre l'intensité et la durée de temps $\log(I)=\text{fonct } \log(t)$

On remarque dans la figure V.1, que l'intensité pluviale décroît au fur et à mesure que la durée de temps augmente.

Le non linéarité dans ces intervalles réduits est lié au caractère de formation et de chute de pluie (Samokhin et al., 1980).

Il arrive parfois d'enregistrer une pluie à intensité constante au début de l'averse. Exemple, l'averse enregistrée le 10 Mai 1970 à Médéa. La lame précipitée au cours de cette averse est de $P = 20,4 \text{ mm}$, la durée de la pluie est de $i = t = 1150 \text{ min}$ ($t \approx 19$ heures) avec des intensités constantes égales à $i = 0,0595 \text{ mm/min}$ sur les intervalles 1, 5, 10, 20, 30, 40 minutes (Figure V.1)

V.2 Relation entre l'intensité pluviale, la durée de la fréquence (courbe I-D-F) :

Les intensités maximales moyennes sur les divers intervalles du temps ont été calculées par la relation (5 – 1)

$$I_t = \frac{P_t}{t} \quad (5 - 1)$$

P : pluie de durée t.

t : temps de pluie

Après la classification des rangs statistiques des intensités maximales correspondantes à chaque intervalle de références : 1, 5, 10, 20, 30, 40, 60, 90, 150, 300, 720, 1440 minutes, un ajustement aux lois théorique est effectué pour déterminer les quantiles de ces mêmes intensités. Le meilleur ajustement est donné par la loi log-normale.

Le tableau V.1 regroupe les valeurs d'ajustement des intensités pluviales, les paramètres des courbes d'ajustement à savoir l'intensité moyenne (I_M), le coefficient de variation (C_v) et le coefficient d'asymétrie (C_s) ainsi que les intensités maximales observées ($i_{\max \text{ Obs}}$) durant tout le période de mesure.

Tableau V.1 : Intensités pluviales fréquentielles et les paramètres des courbes de fréquences de Ouezra

Durée (Min)	Paramètres des courbes fréquentielle			Intensités des pluies (mm/min) fréquentielle %						I max Obs. (mm/min)
				80	90	95	98	99	99.99	
	i_{moy}	C_v	C_s	5ans	10ans	20ans	50ans	100ans	1000ans	
1	0.895	0.868	1.91	1.4	2.17	3.11	4.66	6.11	13	3.700
5	0.709	0.834	1.84	1.09	1.64	2.29	3.33	4.27	8.6	2.740
10	0.554	0.697	1.42	0.849	1.22	1.64	2.3	2.88	5.39	1.840
20	0.414	0.634	1.01	0.624	0.871	1.15	1.56	1.92	3.42	1.123
30	0.324	0.689	1.46	0.475	0.654	0.852	1.15	1.4	2.43	0.970
40	0.277	0.641	1.29	0.404	0.547	0.703	0.932	1.12	1.9	0.765
60	0.221	0.579	1	0.318	0.421	0.532	0.691	0.823	1.34	0.527
90	0.174	0.507	0.65	0.251	0.328	0.409	0.524	0.618	0.983	0.369
150	0.129	0.446	0.321	0.182	0.232	0.283	0.355	0.412	0.628	0.251
300	0.0833	0.495	0.336	0.119	0.156	0.194	0.248	0.292	0.463	0.171
720	0.0284	0.578	0.604	0.0725	0.0983	0.126	0.168	0.203	0.344	0.109
1440	0.0262	0.704	1.13	0.0372	0.0501	0.064	0.0843	0.101	0.17	0.069

CHAPITRE V : Modélisation de l'intensité pluviale de Ouezra

Les relations intensité-Durée-Fréquence sont présentées dans la figure V.2. Généralement toutes les analyses des averses ont permis de définir deux lois générales de la pluviosité qui peuvent s'exprimer de la manière suivante :

- 1- Pour une même fréquence d'apparition – donc une période de retour – l'intensité d'une pluie est d'autant plus forte que sa durée est courte ;
- 2- A durée de pluie égale, une précipitation sera d'autant plus intense que sa fréquence d'apparition sera petite (donc que son temps de retour sera grand)

L'analyse des relations $[\log (It, T) = f(\log t)]$, présentées dans la figure V.2 montre à l'évidence de prototype des courbes Intensité-Durée-Fréquence de la station de Ouezra.

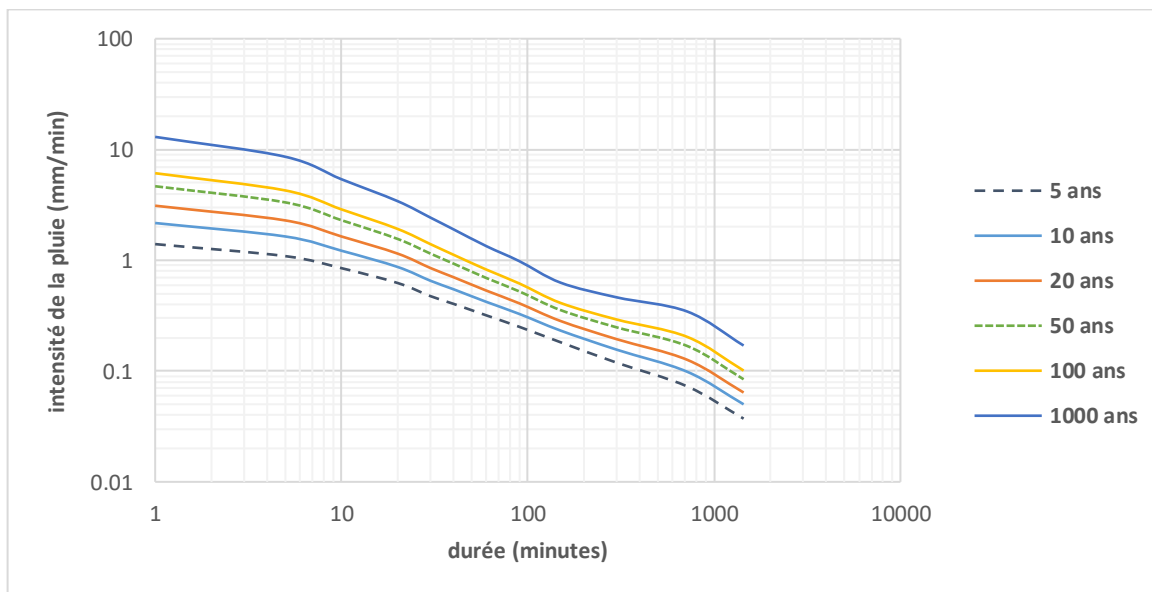


Figure V.2 : Courbes I-D-F de la station de Ouezra

La relation IDF forme un groupe de courbes parallèles décroissantes. L'intensité diminue avec durée (t), et augmente avec la période de retour (T).

V.3 Modélisation des courbes I-D-F :

Le dimensionnement de différentes composantes (réseaux d'égout, bassin de rétention ...) des systèmes de gestion des eaux pluviales est établi en fonction de période de retour des évènements de pluies intense (Bourrier ,1997). Cette information est souvent exprimée sous la forme de courbe IDF. En effet, les courbes IDF détermine la relation mathématique entre

CHAPITRE V : Modélisation de l'intensité pluviale de Ouezra

l'intensité moyenne maximale i , la durée d'agrégation t , et la période de retour T (ou son équivalent, qui est la fréquence du dépassement).

La méthodologie d'établissement des courbes intensité-durée-fréquence utilisée dans cette étude est constituée de trois étapes, Dans la première étape, une distribution de probabilité est ajustée à chaque échantillon de chaque durée. Dans la seconde étape, on détermine les quantiles correspondants à plusieurs périodes de retour spécifiées, en utilisant la distribution ajustée et enfin, on modélise les courbes IDF en ajustant une équation empirique sur les quantiles estimés pour chaque période de retour.

V.4 Méthodologie de la modélisation des courbes IDF

Il existe une multitude de modèle empirique (Montana, Talbot, Kimijirama, Wanieslita, voir Soro al.2008. Meylan et al.1999 et Koutsoyinnis et al.1998) exprimant la relation IDF. Le modèle retenu, est base sur la méthode montana. Il présente l'avantage d'être plus consistant, en réglé générale, on décrit ces courbes par une équation de régression, ce qui facilite l'utilisation des données.

La modélisation mathématique permis d'établir une relation fonctionnelle de type puissance, et proposer un modèle qui relie l'intensité pluviale, a la durée et la fréquence :

$$i_{(t,T)} = \frac{A_T}{(t)^{n_T}} \quad (5 - 2)$$

- $i_{(t,T)}$: représente l'intensité de la pluie, de durée (t) et de période de retour (T).
- A_T : constante géographique fonction de la période de retour (T).
- n_T : exposant, fonction de la période de retour (T).

Le type puissance a donné le meilleur ajustement au vu du coefficient de détermination R^2 très élevé. La formulation de ces modèles est donnée dans le tableau V.2

Tableau V.2 : Coefficients de régression pour les courbes I-D-F

	Période de retour					
	5ans	10ans	20ans	50ans	100ans	1000ans
$i(mm/min)$	$2.381t^{-0.521}$	$3.5794t^{-0.543}$	$5.0073t^{-0.562}$	$7.2931t^{-0.582}$	$9.38t^{-0.596}$	$18.921t^{-0.634}$
R^2	0.9572	0.9665	0.9719	0.976	0.9779	0.9797

CHAPITRE V : Modélisation de l'intensité pluviale de Ouezra

A partir des résultats précédents nous avons identifié des paramètres, reliant l'intensité pluviale à la durée de pluie et à la fréquence par le numérateur de l'équation V.3.

V.4.1 Identification des paramètres de la relation I-D-F :

La relation entre l'intensité pluviale, sa durée et sa fréquence (courbe IDF) globale c'est-à-dire la relation regroupant en même temps la pluie, la durée et la fréquence (5-4) est identifiée par le paramètre A_T et n_T .

V.4.1.1 Paramètre A_T :

La valeur de (A_T) paramètre géographique dans le modèle proposé peut être assimilé à une intensité maximale limite pour une période de retour (T). Dans notre cas (A_T) varie entre 2.38 à 18.92 en fonction de la période de retour (T).

La relation de [$A_T = f(T)$] est présentée dans Figure V.3

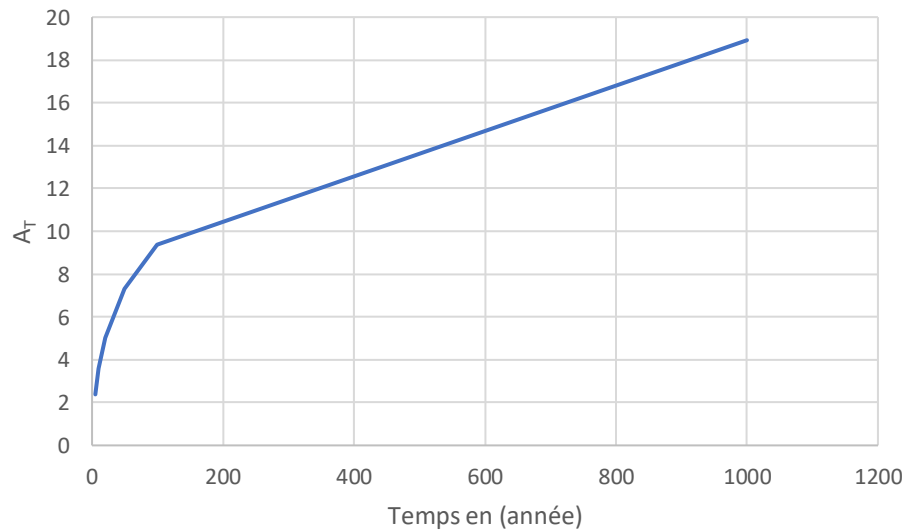


Figure V.3 : La relation entre (A_T) et (T)

Le tableau V.3 présente la formulation de ce modèle (La relation entre A_T et T). Le coefficient de corrélation de cette liaison est très élevé (R^2).

Tableau V.3 : La relation entre (A_T) et (T)

A_T (mm/min)	$1.4757T^{0.3844}$
R^2	0.9813

V.5.1.2 Identification du paramètre (exposant) n_T :

L'exposant climatique (n_T) indique la réduction de l'intensité pluviale avec l'augmentation de la durée de pluie. Dans notre cas (n) varie de 0.52 à 0.65

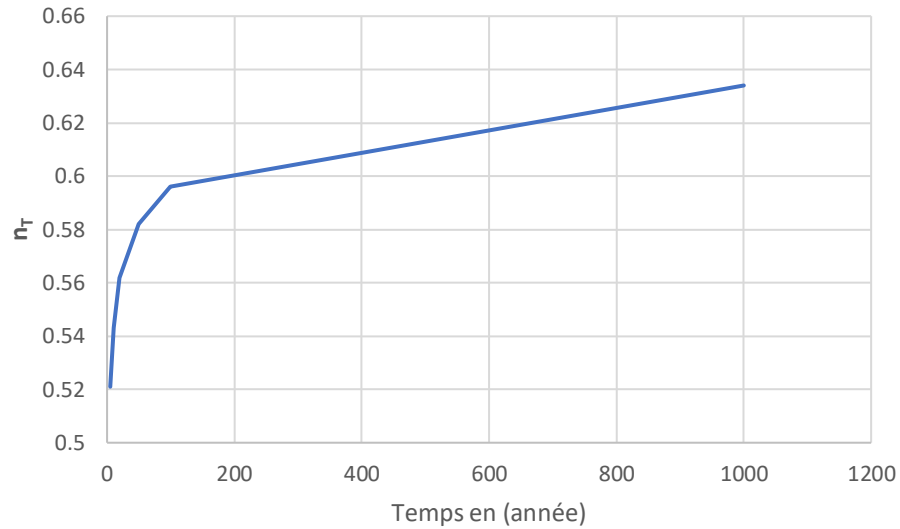


Figure V.4 : La relation entre n et T

Le coefficient de corrélation et la relation (n) en fonction de (T) est donnée dans le tableau suivant :

Tableau V.4 : La relation entre (n_T) et (T)

n_T (mm/min)	$0.4997T^{0.0362}$
R^2	0.9709

V.5 Le Modèle Final Proposé :

Le modèle final proposé relie l'intensité pluviale en fonction de la durée de pluie et de la fréquence : $i = f(T, t)$.

$$i_{(t,T)} = \frac{1.48}{(t)^{0.5T^{0.036}}} \quad (5 - 3)$$

Conclusion

La relation entre l'intensité pluviale et la durée de pluie est inversement proportionnelle. Cette intensité décroît avec l'augmentation de la durée de pluie.

Le dépouillement des bandes enregistrements des averses a été établi pour les durées de références suivantes 1, 5, 10, 20, 30, 40, 60, 90, 150, 300, 720, 1440 minutes.

Généralement toutes les analyses des averses ont permis de définir deux lois générales de la pluviosité qui peuvent s'exprimer de la manière suivante :

- Pour une même fréquence d'apparition (donc une même période de retour) l'intensité d'une pluie est d'autant plus forte que quand sa durée est courte.

-La relation IDF forme un groupe de courbes parallèles décroissantes. L'intensité diminue avec la durée (t), et augmente avec la période de retour (T).

La modélisation mathématique des courbes I-D-F a permis d'établir la relation entre l'intensité maximale $I_{t,T}$ (mm/min) en fonction de la durée t (min) pour chaque période de retour (T).

Le modèle I-D-F établi est le suivant :

$$i_{(t,T)} = \frac{1.48(T^{0.38})}{(t)^{0.5T^{0.036}}} \quad (5 - 4)$$

Le modèle IDF proposé fourni une intensité pluviale modélisée élevée pour l'intervalle de 1 minute pour toutes les périodes de retours.

Plus la durée de l'averse est longue plus les résultats modélisés se rapproche des résultats observés concernant toutes les périodes de retours.

CHAPITRE VI

Résultats et discussion

VI. Résultats et discussion

VI.1. Intensité pluviale

L'étude de données de mesures de 1970 à 1996 des bandes d'enregistrement de la station de Médéa, a permis le dépouillement de ces bandes d'enregistrement des averse pour les durées de références suivantes : 1, 5, 10, 20, 30, 40, 60, 90, 150, 300, 720 et 1440 minutes. Un fichier a été créé, identifiant toutes les averse enregistrées.

Après avoir constitué des rangs statistiques des intensités maximales moyennes correspondantes à chaque intervalle de référence, un traitement statistique a été effectué.

Plusieurs tests statistiques ont été utilisés pour s'assurer de l'homogénéité des séries des intensités pluviales établie. Pour nos séries, on a utilisé le test de Wilcoxon qui confirme que les séries sont homogènes.

Après avoir effectué le test, on a trouvé que toutes nos séries sont homogènes (Tableau IV.2).

Un ajustement aux lois théoriques est effectué pour déterminer les quantiles de ces mêmes intensités. Dans notre étude on a testé les lois les plus utilisées en hydrologie (Pearson III, Log-normal et Gamma). Il s'est avéré que la loi Log-normale s'ajuste au mieux aux données empiriques (données des intensités pluviales) par contre pour les autres lois (Pearson III et Gamma) les points expérimentaux observés ne s'alignent pas bien avec les droites d'ajustement de ces dernières. On a retenu la loi log-normale pour la suite de l'étude.

L'ajustement a été établi par le programme "HYFRAN".

VI.2. Modélisation des courbes I-D-F

L'analyse de toutes les données traitées des intensités pluviales a permis de définir deux lois générales de la pluviosité qui peuvent s'exprimer de la manière suivante :

1- Pour une même fréquence d'apparition (donc une même période de retour-) l'intensité d'une pluie est d'autant plus forte que quand sa durée est courte.

2- Pour une durée de pluie égale, une précipitation sera d'autant plus intense quand sa fréquence d'apparition sera petite (donc que son temps de retour sera grand).

Après avoir choisi le modèle statistique le mieux approprié à notre série de donnée et estimé les quantiles des intensités maximales annuelles pour les périodes de retours (5, 10, 20, 50, 100, 1000 ans) on a déterminé les paramètres du modèle empirique.

CHAPITRE VI : Résultats et discussion

Sur cette base le modèle de calcul établi de l'intensité pluviale en fonction de la durée de l'averse et de la fréquence est :

$$i_{(t,T)} = \frac{1.48(T^{0.38})}{(t)^{0.5}T^{0.036}} \quad (6 - 1)$$

VI.3. Résultats et discussion

Le modèle empirique de Montana à deux paramètres qui définit l'ampleur de recourbement et les points où les courbes IDF commencent à devenir des lignes droites.

Les paramètres sont : la valeur de (A_T) paramètre géographique et l'exposant climatique (n_T):

Ces paramètres augmentent avec l'accroissement de la période de retour en allongeant la ligne droite des courbes IDF.

Les figures VI (1 à 6), sont présentées des courbes IDF (intensité pluviale observé et modélisé). Les courbes IDF modélisées de la région de Ouezra ont été établies à partir du modèle empirique de Montana. Chacune de ces figures est réalisée en échelle logarithmique pour les périodes de retour de 5, 10, 20, 50, 100 et 1000 ans. Les points représentent les valeurs des quantiles estimés. Les courbes sont disposées dans l'ordre croissant des périodes de retour.

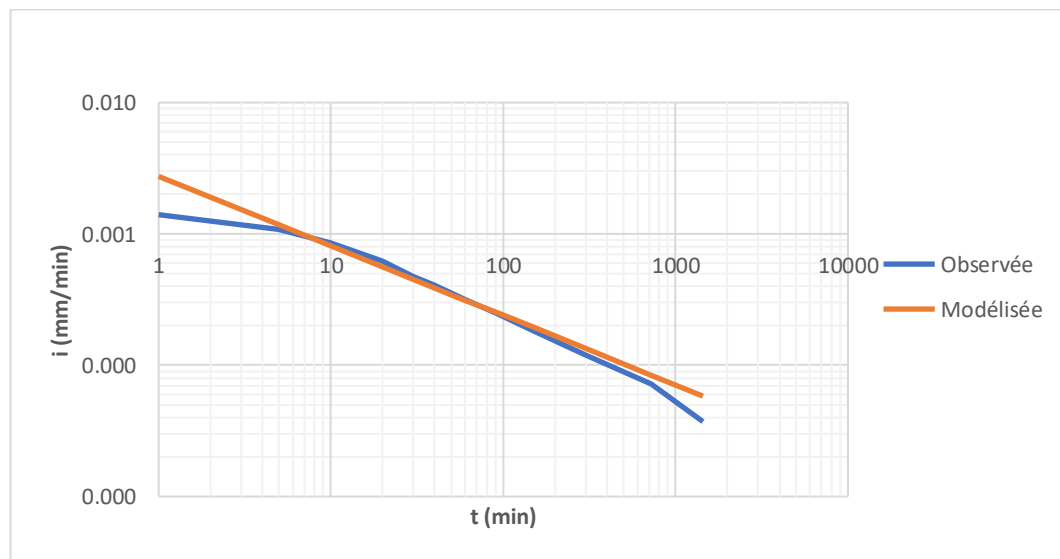


Figure VI.1 : Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 5 ans

CHAPITRE VI : Résultats et discussion

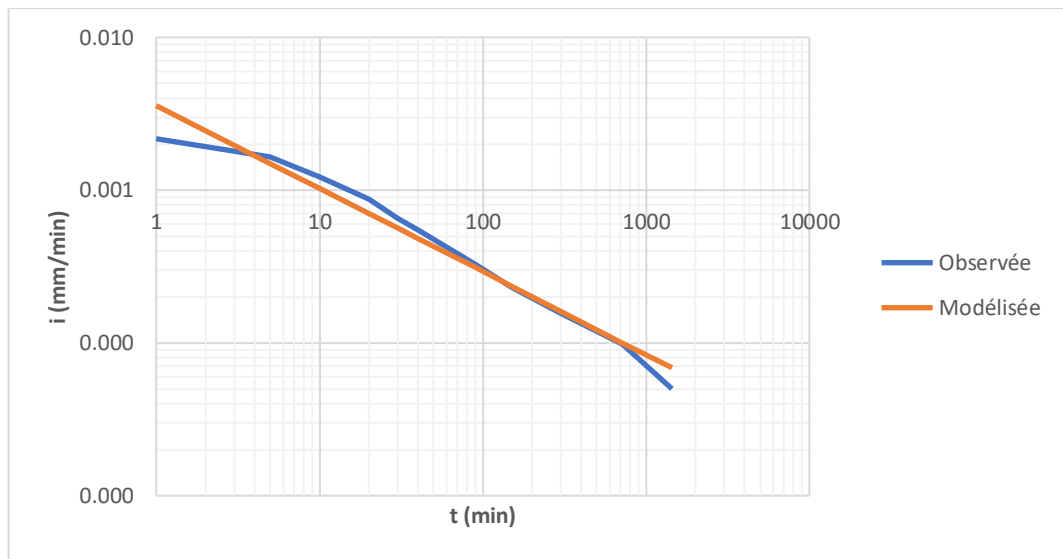


Figure VI.2 : Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 10 ans

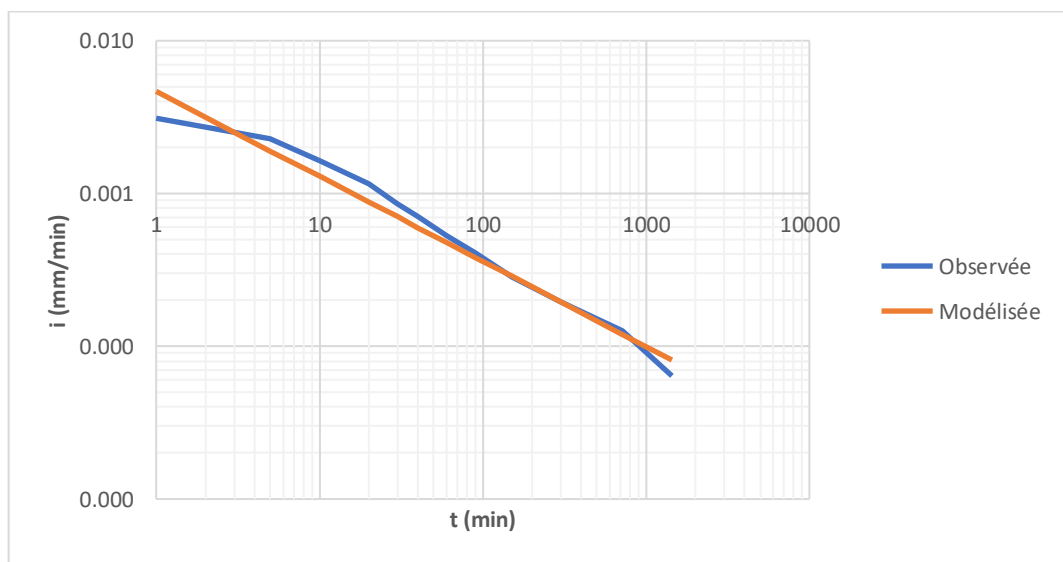


Figure VI.3 : Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 20 ans

CHAPITRE VI : Résultats et discussion

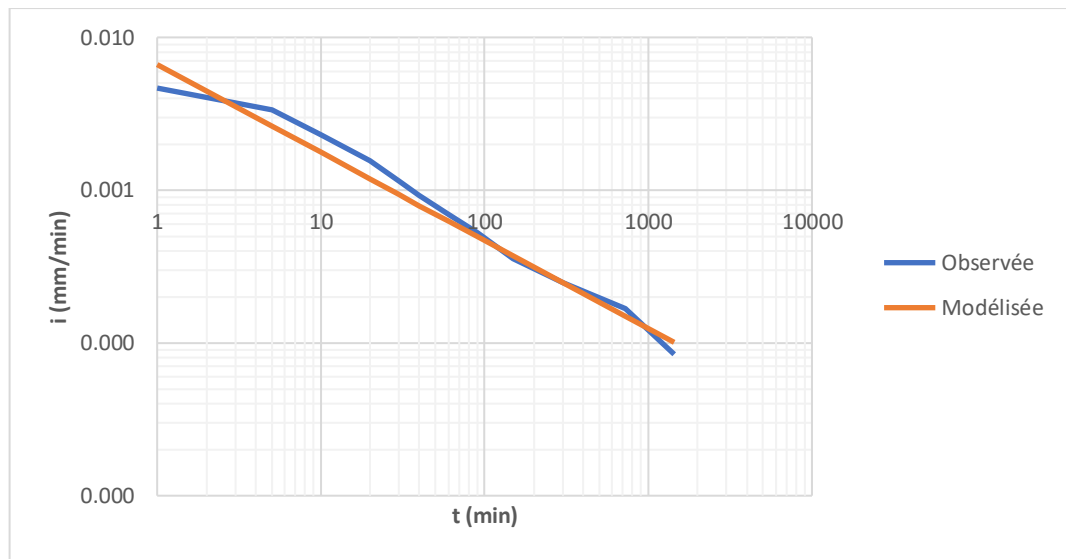


Figure VI.4 : Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 50 ans

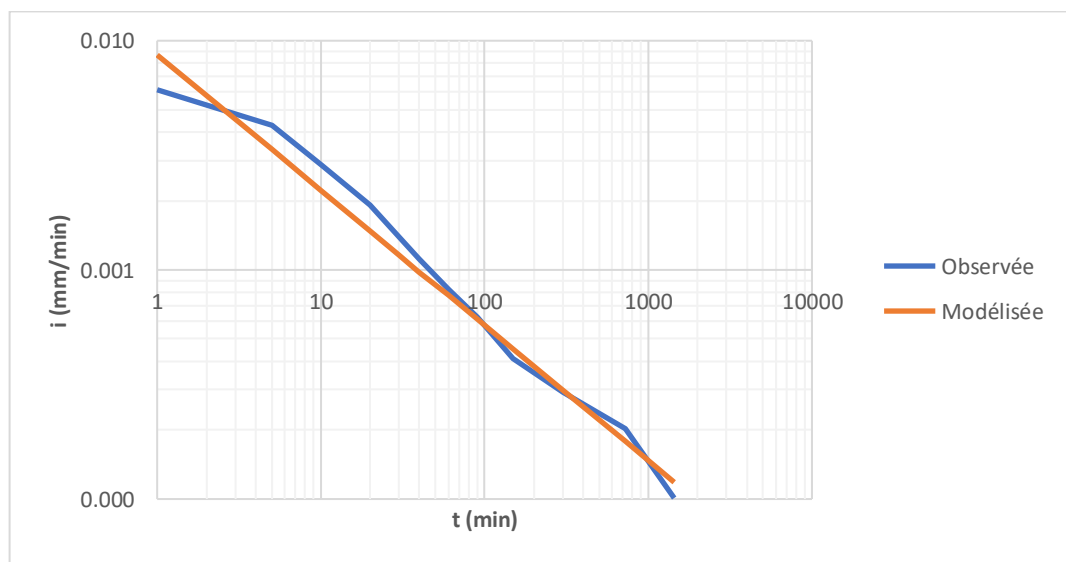


Figure VI.5 : Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 100 ans

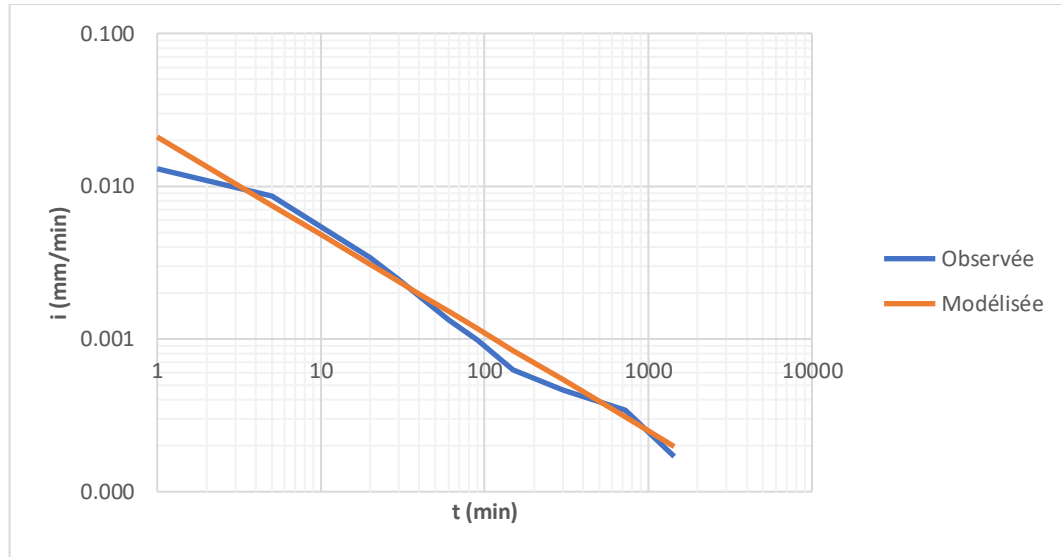


Figure VI.6 : Intensités observées et modélisée pour une période de retour de 1000 ans

A la lecture de ces courbes on peut constater que :

- Les écarts entre les valeurs modélisées et observées est grande pour la durée d'une 1 minutes pour les périodes de retours de 5, 10, 20, 50, 100, 1000 ans.
- Plus la durée de l'averse est longue plus les résultats modélisée se rapproche des résultats observée concernant toutes les périodes de retours.
- Les courbes de l'intensité pluviale observées ne possèdent pas la même allure de courbure.

VI.4. Validation du modèle

Pour vérifier la fiabilité de la méthodologie établie pour des éventuels calculs de l'intensité pluviale, les valeurs des intensités modélisées par les courbes I-D-F (Figure. V.2) sont comparées à celle mesurées par le pluviographe de la station de Ouezra.

Le modèle I-D-F proposé fourni des intensités pluviales un petit peu élevées uniquement pour l'intervalle de temps " 1 minute" cela est lié probablement au problème échantillonnage (absence de valeurs d'intensités très élevées dans la série) en plus l'intensité pluviale appartenant à cet intervalle constitue une limite qui est très difficile à déterminer même en présence d'une longueur d'une série très élevée. D'ailleurs dans les calculs hydrologiques nous avons uniquement besoin des durées supérieures ou égales à 10 minutes

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

La position géographique, morphologique et son altitude de 981m ont fait de Médéa une zone pluvieuse très exposée aux inondations.

Le but de ce travail est de modéliser l'intensité pluviale sur une base de données pluviométrique et pluviographique.

Le dépouillement des bandes d'enregistrements des pluies journalières maximales mensuelles des 615 averses enregistrées par la station de Ouezra a permis d'établir le modèle physique.

Le dépouillement de ces bandes d'enregistrement a été établi pour les durées de références suivantes : 1,5, 10, 20, 30, 40, 60, 90, 150, 300, 720 et 1440 minutes. Le travail de dépouillement et de mise en forme de ces données a été une opération longue et fastidieuse.

On a traité les données de mesure en utilisant le test d'homogénéité de Wilcoxon pour détecter les si nos séries sont homogène ou hétérogène. Ce dernier à montrer que toutes nos séries sont homogènes.

On a testé quelques lois couramment utilisées en hydrologie (log-normal, Pearson III et gamma) pour déterminer les quantiles des intensités pluviales. On a déterminé que la loi log-normale s'ajuste au mieux aux données empiriques (données des intensités pluviales) par contre pour les autres lois les points expérimentaux (observés) ne s'alignent pas bien avec les droites d'ajustement de ces dernières. On a donc retenu la loi log-normale pour la suite de l'étude. L'ajustement a été établi par le programme "HYFRAN".

Un fichier a été créé identifiant toutes les averses enregistrées (numéro, date, durée et intensité pluviale) voir les annexes. Ces données seront utilisées dans la modélisation des intensités pluviales.

La modélisation des courbes I-D-F a permis d'établir la relation entre les paramètres de la valeur de (A_T) paramètre géographique et l'exposant climatique (n_T):

Ces paramètres augmentent avec l'accroissement de la période de retour en allongeant la ligne droite des courbes IDF.

Le Modèle I-D-F établi est le suivant :

$$i_{(t,T)} = \frac{1.48(T^{0.38})}{(t)^{0.5T^{0.036}}}$$

Conclusion Générale

Le modèle proposé a montré que les écarts entre les valeurs modélisées et observés sont un peu élevés pour la durée d'une 1 minutes correspondants aux périodes de retours de 5, 10, 20, 50, 100, 1000 ans.

Plus la durée de l'averse est longue plus les résultats modélisés se rapprochent des résultats observés concernant toutes les périodes de retours.

Ce travail tente d'estimer l'occurrence des fortes intensités de pluies des courbes I-D-F modélisées, dans la région de Ouezra à fin d'aider d'éventuelles études dans la conception des ouvrages hydrauliques.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- [1] Bendrissou, Houcine. *Etude hydrologique d'oued el-abiod (wilaya de Ghardaia) pour la protection contre les crues*. Mémoire de fin d'étude. Ouargla : Université kasdi merbah Ouargla, 2009, 153p.
- [2] Bennis, Saad. *Hydraulique et hydrologie*. Canada : Université du Québec école de technologie supérieur, 2004, 453p.
- [3] Bouaichi, Ilhem. *Contribution à la régionalisation du débit pluvial dans la région de Tipaza*. Mémoire de fin d'étude. Blida : ENSH, 2005.
- [4] Côte, Marc. *Guide d'Algérie : paysages et patrimoine*. 1996, 319 p. (ISBN 9961-9-2200-X)
- [5] G.Réménéieras. *L'hydrologie de l'ingénieur*. 2eme édition. Eyrolles, EDF, 1986, 462p. (Direction des études et recherches d'Electricité de France (EDF)). (978-2-212-05220-6)
- [6] Grisolet, H. *Etude des averses orageuses de la région parisienne*. 1948, 175-195p.
- [7] Keiffer, J. Chu, H.H. *Synthetic storm pattern for drainage design*. ASCE, 1957, Vol.93, 1-25p.
- [8] Krajewski, J.L. Bertrand. *Mesures en hydrologie urbaine et assainissement*. Tec et Doc – Lavoisier, 2000, 793p. 978-2-7430-0380-7
- [9] Mekhloufi, Nabil. Bouchekima, Mansour. *Etude de l'intensité pluviale au sahara (cas de Ouargla)*. Mémoire de fin d'étude d'ingénieur d'état. Ouargla : Université kasdi merbah Ouargla, 2010.
- [10] National agency of investment development. *Monographie des wilayas [en ligne]*. (2013). Disponible sur : <http://www.andi.dz/index.php/en/monographie-des-wilayas?id=129> (Consulté le 20/08/2020)
- [11] Samokhin, A.A. Soloviova, N.N. Doguanovsky, A.M. *Hydrologie pratique*. Hydro-météo, Leningrad, p57-74
- [12] Sari, Ahmed. *Initiation à l'hydrologie de surface*. Alger : Université Bab zouar, p.87-98.
- [13] Houari ZEGGANE. *Étude de comportement hydrologique des cours d'eau en Algérie cas du bassin versant Isser*. Ouargla : Université Kasdi-Merbah Ouargla, 2017, 42p.
- [14] Boutoutaou, Djamel. Zeggane, Houari. Medjeber, Rachid. *Etude de l'intensité pluviale au sahara*. In : *Première Séminaire International sur la Ressource en eau au sahara : Evaluation, Economie et Protection, Janvier 19-20 201, Ouargla*.

ANNEXE

ANNEXE 1

Date de l'averse		Somme des pluies à partir du commencement de l'averse		Durée de l'intervalle (Δt)	Intensité pluviale (mm/min)
Année	Heure (h:m)	Pluie (mm)	Quantité de pluie par intervalle (mm)		
29-mars-1970	09:15	0	0		
	11:44	1	1	149	0.006711409
	14:18	1.6	0.6	154	0.003896104
	16:06	2	0.4	108	0.003703704
	17:48	2.5	0.5	102	0.004901961
	19:20	2.8	0.3	92	0.00326087
	21:17	3.6	0.8	117	0.006837607
	23:14	3.9	0.3	117	0.002564103
	00:52	4.1	0.2	98	0.002040816
	02:06	7.2	3.1	74	0.041891892
	02:26	7.7	0.5	20	0.025
	02:49	8.1	0.4	23	0.017391304
	03:31	8.6	0.5	42	0.011904762
	10-mai-1970	12:30	0		
18:01		0.6	0.6	331	0.001812689
22:56		1	0.4	295	0.001355932
23:42		2.7	1.7	46	0.036956522
00:19		4.6	1.9	37	0.051351351
02:06		4.9	0.3	107	0.002803738
02:48		6	1.1	42	0.026190476
03:42		8.2	2.2	54	0.040740741
04:31		11.1	2.9	49	0.059183673
05:06		13	1.9	35	0.054285714
05:48		15.5	2.5	42	0.05952381
06:34		17.5	2	46	0.043478261
07:15		19.4	1.9	41	0.046341463
07:40		20.4	1	25	0.04

ANNEXE 2

Dépouillement de l'averse				Choix des pluies max dans les intervalles				
Année	Heure (h:m)	Quantité de pluie depuis le commencement de l'averse (mm)	Intensité pluviale (mm/min)	Intervalle en (min)	Début et fin d'intervalle (h:min)		Pluie max (mm)	Intensité (mm/min)
29-mars-1970	09:15	0		1	09:15 -	9:16	0.0419	0.0419
	11:44	1	0.0067	5	09:15 -	9:20	0.2095	0.0419
	14:18	1.6	0.0039	10	09:15 -	9:25	0.4189	0.0419
	16:06	2	0.0037	20	09:15 -	9:35	0.8378	0.0419
	17:48	2.5	0.0049	30	09:15 -	9:45	1.2568	0.0419
	19:20	2.8	0.0033	40	09:15 -	9:55	1.6757	0.0419
	21:17	3.6	0.0068	60	09:15 -	10:15	2.5135	0.0419
	23:14	3.9	0.0026	90	09:15 -	10:45	3.5000	0.0389
	00:52	4.1	0.0020	150	09:15 -	11:45	4.3929	0.0293
	02:06	7.2	0.0419	300	09:15 -	14:15	4.8103	0.0160
	02:26	7.7	0.0250	720	09:15 -	21:15	6.7296	0.0093
	02:49	8.1	0.0174	1440	09:15 -	9:15	8.6000	0.0078
03:31	8.6	0.0119						
10-mai-1970	12:30	0		1	12:30 -	12:31	0.0595	0.0595
	18:01	0.6	0.0018	5	12:30 -	12:35	0.2976	0.0595
	22:56	1	0.0014	10	12:30 -	12:40	0.5952	0.0595
	23:42	2.7	0.0370	20	12:30 -	12:50	1.1905	0.0595
	00:19	4.6	0.0514	30	12:30 -	13:00	1.7857	0.0595
	02:06	4.9	0.0028	40	12:30 -	13:10	2.3810	0.0595
	02:48	6	0.0262	60	12:30 -	13:30	3.2826	0.0547
	03:42	8.2	0.0407	90	12:30 -	14:00	4.5927	0.0510
	04:31	11.1	0.0592	150	12:30 -	15:00	7.2400	0.0483
	05:06	13	0.0543	300	12:30 -	17:30	14.6095	0.0487
	05:48	15.5	0.0595	720	12:30 -	0:30	19.6658	0.0273
	06:34	17.5	0.0435	1440	12:30 -	12:30	20.4000	0.0177
	07:15	19.4	0.0463					
07:40	20.4	0.0400						

ANNEXE 3

Résultats d'ajustement des intensités pluviales :

Intensité fréquentiel de la durée 1 minute :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	1.4	2.17	3.11	4.66	6.11	13
Gamma	1.39	1.88	2.36	2.97	3.43	4.94
Pearson type III	1.4	1.94	2.47	3.17	3.69	5.42

Intensité fréquentiel de la durée 5 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	1.09	1.64	2.29	3.33	4.27	8.6
Gamma	1.09	1.45	1.8	2.25	2.58	3.67
Pearson type III	1.09	1.48	1.85	2.34	2.71	3.9

Intensité fréquentiel de la durée 10 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.849	1.22	1.64	2.3	2.88	5.39
Gamma	0.827	1.07	1.31	1.6	1.82	2.53
Pearson type III	0.827	1.07	1.31	1.6	1.82	2.53

Intensité fréquentiel de la durée 20 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.624	0.871	1.15	1.56	1.92	3.42
Gamma	0.608	0.775	0.933	1.13	1.28	1.75
Pearson type III	0.607	0.77	0.922	1.11	1.26	1.7

Annexe

Intensité fréquentiel de la durée 30 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.475	0.654	0.852	1.15	1.4	2.43
Gamma	0.475	0.606	0.73	0.886	1	1.37
Pearson type III	0.476	0.614	0.745	0.913	1.04	1.44

Intensité fréquentiel de la durée 40 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.404	0.547	0.703	0.932	1.12	1.9
Gamma	0.402	0.507	0.605	0.729	0.82	1.11
Pearson type III	0.402	0.51	0.612	0.742	0.837	1.14

Intensité fréquentiel de la durée 60 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.318	0.421	0.532	0.691	0.823	1.34
Gamma	0.314	0.391	0.462	0.551	0.616	0.882
Pearson type III	0.314	0.39	0.461	0.55	0.615	0.819

Intensité fréquentiel de la durée 90 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.251	0.328	0.409	0.524	0.618	0.983
Gamma	0.244	0.299	0.35	0.413	0.459	0.604
Pearson type III	0.243	0.291	0.335	0.388	0.426	0.542

Intensité fréquentiel de la durée 150 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.182	0.232	0.283	0.355	0.412	0.628
Gamma	0.177	0.213	0.246	0.287	0.316	0.409
Pearson type III	0.176	0.204	0.229	0.258	0.278	0.339

Annexe

Intensité fréquentiel de la durée 300 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.119	0.156	0.194	0.248	0.292	0.463
Gamma	0.116	0.143	0.167	0.197	0.219	0.287
Pearson type III	0.116	0.139	0.159	0.184	0.201	0.255

Intensité fréquentiel de la durée 720 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.0725	0.0983	0.126	0.168	0.203	0.344
Gamma	0.0708	0.0899	0.106	0.127	0.143	0.192
Pearson type III	0.0708	0.0887	0.105	0.127	0.142	0.191

Intensité fréquentiel de la durée 1440 minutes :

Station	Ouezra					
	5	10	20	50	100	1000
Log-normale	0.0372	0.0501	0.064	0.0843	0.101	0.17
Gamma	0.0384	0.0487	0.0585	0.0708	0.0799	0.109
Pearson type III	0.04	0.051	0.0613	0.0742	0.0836	0.113