

juin 20 104093

H

CNRS: URA 1688

Géographie des milieux anthropisés

NANCIE

District de l'Agglomération Nancéienne

# THESE

présentée par

**Ali HAMMOUDA**

Pour obtenir le titre de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DES SCIENCES ET  
TECHNOLOGIES DE LILLE**

**Spécialité:**

**Géographie physique**

**CONNAISSANCE ET MODELISATION DES PRECIPITATIONS  
POUR L'HYDROLOGIE URBAINE A TRAVERS L'EXEMPLE DE  
L'AGGLOMERATION NANCEIENNE**

Soutenue publiquement le 16 Fevrier 1995 devant le jury composé de :

- |              |  |                         |
|--------------|--|-------------------------|
| P. Auchet    | Ingénieur en chef District de l'Agglomération Nancéienne | Examineur               |
| M. Erpicum   | Professeur Université de Liège                           | Rapporteur              |
| J.P. Laborde | Professeur Université de Nice                            | Président et Rapporteur |
| A. Marchand  | Délégué Général du Pôle de l'Eau de Nancy                | Examineur               |
| I. Roussel   | Professeur Université de Lille                           | Examineur               |



## AVANT PROPOS

La pluie est par essence hétérogène et le comportement chaotique des précipitations exige des études fines sur la répartition spatio-temporelle de ce phénomène naturel. Depuis le 1<sup>er</sup> janvier 1987, la banque de données pluviométriques de District de l'Agglomération Nancéienne, alimentée par l'exploitation de 23 pluviographes, fournit un champ d'investigation privilégié pour l'étude de la pluie. Cette thèse a été initiée par l'Agence de l'Eau Rhin-Meuse et le District de l'Agglomération Nancéienne et le Centre International de l'Eau de Nancy (NANCIE). Elle s'intègre dans la suite logique des recherches nancéiennes sur la gestion de l'eau dans la ville.

Ma reconnaissance s'adresse en premier lieu à **Isabelle Roussel**, professeur de climatologie à l'Université des Sciences et Technologies de Lille, et **Pierre Auchet**, Ingénieur, responsable du service Informatique-Météologie-Automatisme du D.A.N., qui ont dirigé mon travail avec une disponibilité et un intérêt constant.

Je remercie également les personnes qui ont accepté d'évaluer mon travail:

**J.P. Laborde**, professeur de l'Université de Nice, et **M. Erpicum**, professeur de l'Université de Liège, qui ont bien voulu s'intéresser à mon manuscrit et en être les rapporteurs. J'exprime également mes remerciements à **Monsieur A. Marchand**, Délégué général du pôle de l'Eau de Nancy qui m'a fait l'honneur d'examiner ce travail, et d'être membre de ce jury.

Je tiens à remercier **Monsieur R. Badot**, Directeur Général Adjoint des Services Techniques du D.A.N., **Monsieur J. P. Schmitt**, Directeur de recherche du Centre International de L'Eau de Nancy, ainsi que tous les membres du Groupe Gestion Automatisée. Les réflexions menées au sein de ce groupe de recherche, dans le domaine de l'assainissement pluvial, ont toujours été riches et bénéfiques, et ont permis d'orienter ce travail.

Cette thèse s'est effectuée au sein du Poste Central de Télésurveillance du District de l'Agglomération Nancéienne, où j'ai été accueilli pendant 3 ans. Tout naturellement je tiens à remercier tous le personnel du service Gestion Technique Centralisée, trop nombreux pour les citer, qui m'ont permis de mener ce travail dans de bonnes conditions.



## RESUME

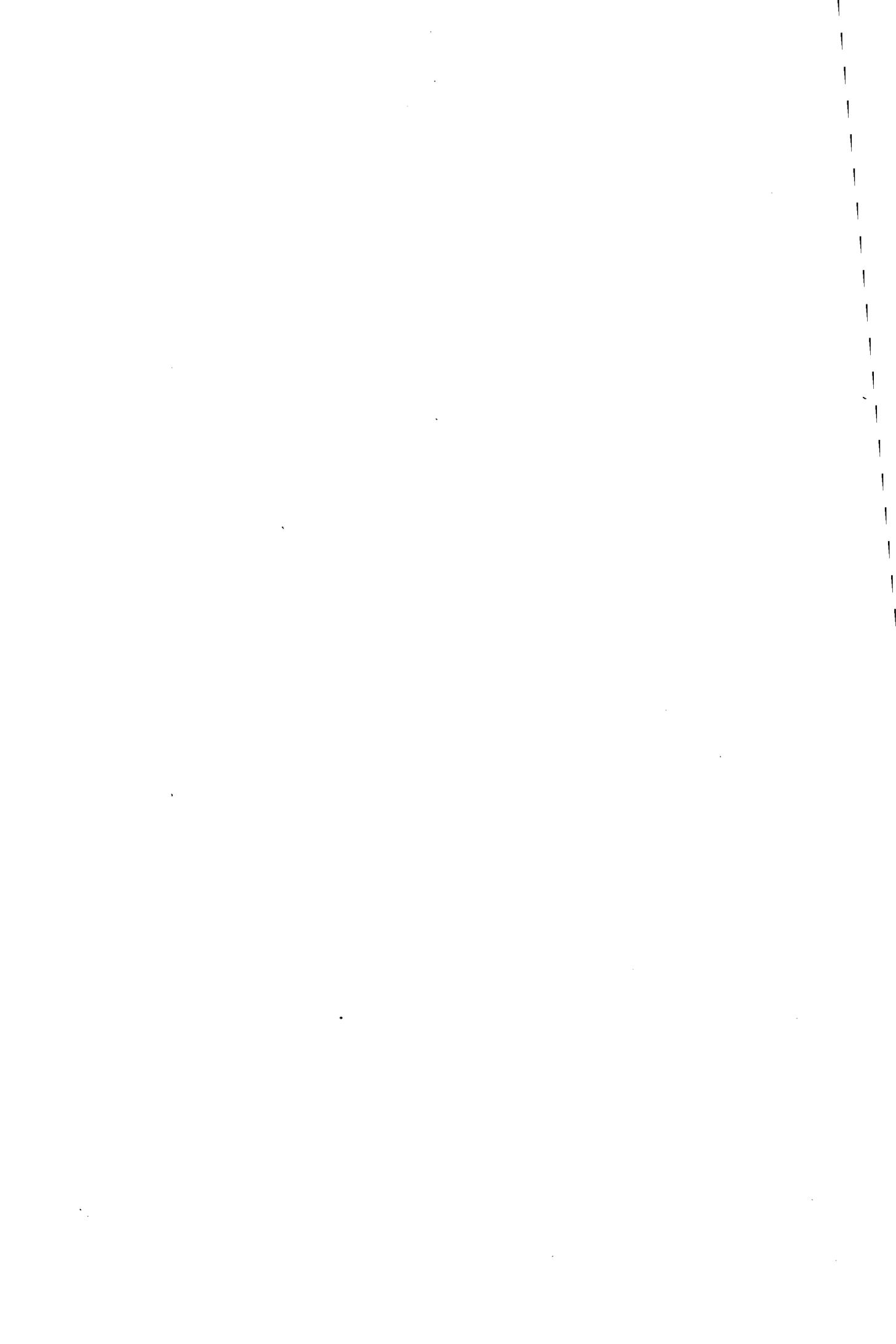
L'optimisation de la gestion des eaux pluviales est une réponse aux préoccupations actuelles des gestionnaires des réseaux d'assainissement. Cette optimisation nécessite une connaissance plus fine du phénomène des précipitations à des faibles échelles de temps et d'espace. Les données utilisées dans cette étude proviennent de la banque pluviométrique du District de l'Agglomération Nancéienne.

La première partie de cette étude est consacrée à la caractérisation de la pluviométrie locale en milieu urbain. L'étude de la répartition des intensités maximales sur l'agglomération nancéienne montre une forte hétérogénéité spatiale. Nous avons proposé une méthodologie, basée sur une définition de l'événement pluvieux qui prend en compte le développement spatial de la pluie, pour caractériser l'intensité moyenne maximale. La connaissance fine du phénomène des précipitations ne pouvant pas être envisagée uniquement à partir des intensités les plus élevées, nous avons effectué une classification, des événements pluvieux enregistrés sur l'agglomération nancéienne, en fonction des caractéristiques pluviométriques les plus significatives vis-à-vis des objectifs poursuivis par les gestionnaires des réseaux d'assainissement.

La deuxième partie est consacrée au passage de la pluie ponctuelle à la lame d'eau moyenne. Les principaux facteurs influençant la connaissance des distributions spatiales des champs de précipitation sont étudiés. L'interpolation des champs de précipitation est réalisée à partir de deux approches : la première probabiliste (le krigeage) et la seconde déterministe (recherche d'épicentre). A chaque fois nous avons déterminé les limites d'application de ces méthodes en milieu urbain et les erreurs d'estimation associées à leur utilisation pour le calcul de la lame d'eau.

Enfin, la troisième partie est consacrée à une étude de faisabilité de l'utilisation du radar météorologique de Nancy associé au réseau de pluviographes de l'agglomération. Les données radar sont corrigées et calibrées par les enregistrements des pluviographes. Une comparaison radar-pluviographes est ensuite effectuée. L'accent est mis dans cette comparaison sur la cohérence entre la structure spatiale des précipitations observée par le radar et celle qui est déterminée par les pluviographes. Un outil de visualisation et d'animation des images radar a été élaboré.

Mots-clé: Agglomération nancéienne, assainissement pluvial, champs de précipitation, radar météorologique, lame d'eau, hydrologie urbaine, krigeage



**TABLE DES MATIERES****INTRODUCTION GENERALE****PARTIE A : CARACTERISATION DE LA PLUVIOMETRIE LOCALE DE  
L'AGGLOMERATION NANCEIENNE**

<b>A.I LE PHENOMENE PLUIE</b>	21
A.I.1 Définition	21
A.I.2 Formation et déclenchement des précipitations	21
A.I.2.1 Processus de saturation	21
A.I.2.2 Processus de condensation	23
A.I.2.3 Déclenchement des précipitations	23
A.I.2.4 Renouvellement des nuages	24
<b>A.II LA MESURE PLUVIOMETRIQUE</b>	25
A.II.1 Le pluviomètre	25
A.II.2 Le pluviographe	26
A.II.2.1 Le pluviographe à siphon Richard	27
A.II.2.2 Le pluviographe à augets basculeurs	27
A.II.2.2.1 Principe de fonctionnement d'un pluviographe à augets basculeurs	28
A.II.3 Les séries pluviométriques	29
<b>A.III LES MESURES PLUVIOMETRIQUES AU SOL ET LEUR DEGRE D'INCERTITUDE</b>	31
A.III.1 Erreurs liées au fonctionnement d'un pluviographe à augets basculeurs	31
A.III.2 Erreurs d'échantillonnage	33
A.III.3 Erreurs liées aux sites d'implantation des pluviographes	33
A.III.4 Erreurs liées aux facteurs climatiques	33
A.III.4.1 Influence de la température	34
A.III.4.2 Influence du vent	34
A.III.5 Erreurs liées à l'hétérogénéité spatiale du phénomène	35
<b>A.IV LA BANQUE DE DONNEES PLUVIOMETRIQUES DE NANCY</b>	36

A.IV.1. Le réseau de mesures de l'agglomération nancéienne	38
A.IV.2 Le système d'acquisition et de transmission des données pluviométriques	41
A.IV.3 Le suivi métrologique	42
A.IV.3.1 Etalonnage des pluviographes	43
A.IV.3.2 La maintenance hebdomadaire	43
A.IV.4 La constitution de la banque de données pluviométriques	44
A.IV.4.1 La critique métrologique	44
A.IV.4.2 La critique informatique	46
A.IV.4.3 La critique hydrologique	48
A.IV.3 Bilan de la validation des données pluviométriques de Nancy	49
<b>A.V TRAITEMENT DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES</b>	<b>51</b>
A.V.1 Dépouillement des séries pluviométriques	51
A.V.1.1 L'intensité moyenne maximale	51
A.V.1.2 Les courbes intensité-durée-fréquence	52
A.V.2 Modélisation des précipitations ponctuelles	53
A.V.2.1 Approche de type rationnel	54
A.V.2.2 Approche "pluie de projet"	56
A.V.2.2.1 Pluie de projet synthétique	57
A.V.2.2.2 Pluie de projet Desbordes	60
A.V.2.2.3 Pluie de projet réelle ou historique	61
<b>A.VI ETUDES DES FORTES INTENSITES SUR L'AGGLOMERATION NANCEIENNE</b>	<b>62</b>
A.VI.1 Définition de l'événement pluvieux	63
A.VI.2 Selection des événements pluvieux	65
A.VI.3 Etude de l'intensité moyenne maximale	66
A.VI.4 Les courbes intensité-durée-fréquence	68
A.VI.5 Répartition spatiale des fortes intensités sur l'agglomération nancéienne	70
A.VI.6 Courbe intensité-durée-fréquence pour l'agglomération nancéienne	75
<b>A.VII TYPOLOGIE DE LA PLUVIOMETRIE NANCEIENNE</b>	<b>77</b>
A.VII.1 Le découpage saisonnier	77
A.VII.2 Classification des pluies nancéiennes	80
A.VII.2.1 Méthodologie de classification	81
<b>A.VIII CONCLUSION</b>	<b>85</b>

**PARTIE B : MODELISATION DE LA STRUCTURE SPATIALE DES CHAMPS DE  
PRECIPITATION - PRECISION DU CALCUL DE LA LAME D'EAU**

<b>INTRODUCTION</b>	89
<b>B.I LES DONNEES EXPERIMENTALES</b>	94
<b>B.II PROPRIETES STATISTIQUES DES CHAMPS DE PRECIPITATION</b>	97
B.II.1 Analyse théorique	97
B.II.1.1 Moyennes spatiales	97
B.II.1.2 Moyennes climatologiques	99
B.II.1.3 Coefficient de corrélation	99
B.II.2 Vérification des hypothèses de stationnarité et d'isotropie	100
B.II.2.1 Etude de la fonction de corrélation	100
B.II.2.1.1 Analyse des résultats	109
B.II.2.2 Les distributions des écarts à la moyenne	110
B.II.3 Conclusion	113
<b>B.III LES COEFFICIENTS D'ABATTEMENT SPATIAL</b>	114
B.III.1 Les coefficients déterministes	114
B.III.2 Les coefficients probabilistes	115
B.III.3 Formulation théorique des coefficients d'abattement	116
B.III.4 Vérification sur les données expérimentales de Nancy à des pas de temps de 5, 15, 30 et 60 minutes	119
B.III.5 Estimation de la lame d'eau décennale	124
<b>B.IV INTERPOLATION DES CHAMPS DE PRECIPITATION A PARTIR DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES AU SOL</b>	125
<b>B.IV.1 L'APPROCHE GEOSTATISTIQUE : LE KRIGEAGE</b>	128
B.IV.1.1 Rappel des équations du krigeage	128
B.IV.1.2 Modélisation des champs de précipitation	132
B.IV.1.2.1 Choix du modèle probabiliste	132

B.IV.1.2.2 Le variogramme climatologique	133
B.IV.1.3 Inférence du variogramme climatologique	136
B.IV.1.3.1 Calcul des variogrammes expérimentaux	136
B.IV.1.3.2 Modélisation du variogramme	137
B.IV.1.3.3 Variogramme expérimental par événement	138
B.IV.1.3.4 Analyse des variogrammes expérimentaux	139
B.IV.1.3.5 Variogramme climatologique global.	149
B.IV.1.4 Validation du modèle - Erreurs d'estimation	152
B.IV.1.4.1 Distributions des erreurs théoriques par rapport aux erreurs connues	153
B.IV.1.4.2 L'erreur relative d'estimation ponctuelle	157
B.IV.1.4.3 L'erreur type d'estimation ponctuelle	160
B.IV.1.4.4 L'erreur d'estimation spatiale	163
<b>B.IV.2 L'APPROCHE DETERMINISTE "RECHERCHE D'EPICENTRE"</b>	<b>164</b>
B.IV.2.1 Principe de la méthode "recherche d'épicentre"	165
B.IV.2.1.1 La zone d'épicentre	165
B.IV.2.1.2 Recherche de l'épicentre	166
B.IV.2.1.3 Estimation de l'intensité pluvieuse sur la zone de l'épicentre	169
B.IV.2.1.4 Estimation de l'intensité pluvieuse en dehors de la zone d'épicentre	169
B.IV.2.2 Application aux données expérimentales de Nancy	169
B.IV.2.3 Analyse des résultats et comparaison avec le krigeage	173
<b>B.IV.3 CONCLUSION</b>	<b>177</b>

<b>PARTIE C : ETUDE DE FAISABILITE DE L'UTILISATION DE L'IMAGE RADAR EN HYDROLOGIE URBAINE</b>
--

<b>Introduction</b>	<b>181</b>
<b>C.I PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT DU RADAR METEOROLOGIQUE</b>	<b>184</b>
<b>C.II PRINCIPALES SOURCES D'ERREURS</b>	<b>186</b>
C.II.1 Les caractéristiques techniques du radar	186
C.II.2 La digitalisation	186
C.II.3 Les échos de sol et l'effet de masque	187

C.II.4 Atténuation	187
C.II.5 La bande brillante	187
C.II.6 Erreurs liées aux phénomènes d'advection	187
C.II.7 Erreurs liées à la relation de transformation Z-R	188
<b>C.III COMPARAISON DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES SOL-RADAR</b>	<b>188</b>
C.III.1 Radar météorologique de Nancy	188
C.III.2 Méthodologie de comparaison	189
C.III.3 Correction et calibration des images radar à partir des données au sol	191
C.III.3.1 Correction de l'advection	191
C.III.3.2 Correction de l'erreur induite par un mauvais étalonnage du radar	192
C.III.3.3 Correction de l'erreur induite par la formule de transformation Z-R	192
C.III.4 Résultats et analyses	192
<b>C.IV "RADNANCY" un outil de visualisation et d'animation des images radar</b>	<b>197</b>
<b>C.V CONCLUSION</b>	<b>198</b>

<b>CONCLUSION GENERALE</b>
----------------------------

<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b>
------------------------------------

<b>ANNEXES</b>
----------------

Annexe 1 : Caractéristiques pluviométriques des 465 événements pluvieux sélectionnés	221
Annexe 2 : Courbes I-D-F pour les 15 pluviographes	233



## INTRODUCTION GENERALE

Les enjeux économiques que représente la gestion de l'eau en milieu urbain nécessitent une meilleure connaissance de l'hydrosystème urbain particulièrement vulnérable aux aléas climatiques. L'hydrologie urbaine liée à l'assainissement pluvial a pour but la connaissance du fonctionnement d'un réseau d'assainissement et de ses ouvrages annexes (bassins de rétention, stations d'épuration, déversoirs d'orage, etc.) afin d'assurer une bonne gestion de l'ensemble. Atteindre cet objectif nécessite l'étude d'un grand nombre de thèmes et surtout la connaissance ou une bonne représentation des trois phénomènes suivants:

- La pluie.
- Le ruissellement.
- Les écoulements dans le réseau.

Cette connaissance ou représentation est conditionnée par la complexité même des phénomènes, des données expérimentales disponibles pour les caractériser, et les outils de modélisation permettant de les intégrer dans le schéma général du cycle hydrologique global. La pluie est un phénomène par essence mal connu, il dépend d'un nombre important de paramètres qui dépassent l'échelle de l'hydrologie urbaine. Le ruissellement est fonction des éléments constituant le bassin versant et de divers autres facteurs (rétention, évaporation, imperméabilisation, etc.). Les écoulements dans le réseau sont directement liés à la structure et à la taille du réseau. Il est important de souligner ici la nécessaire homogénéité qu'il faut respecter entre le niveau de connaissance requis pour ces trois phénomènes. En effet, à quoi sert une modélisation hypersophistiquée de l'écoulement hydraulique dans le réseau si à l'amont la pluie ou le ruissellement sont très mal représentés.

La formidable extension de l'urbanisation des grandes villes au cours de ces dernières années et l'imperméabilisation croissante des sols ont provoqué une augmentation considérable des volumes d'eau à évacuer. Les réseaux d'assainissement ont été très vite saturés et les débordements sont devenus de plus en plus fréquents. En plus des problèmes des débordement, les gestionnaires des réseaux d'assainissement doivent prendre en compte, dans leur politique de gestion et notamment sous l'impulsion de la directive européenne du 21 mai 1991, les problèmes liés à la pollution rejetée dans les milieux récepteurs par temps de pluie. Pour faire face à ces problèmes, les gestionnaires des réseaux ont souvent procédé à des aménagements ponctuels (bassins de rétentions, déversoirs d'orage, etc..). Ces aménagements sont très coûteux, il est donc nécessaire de les utiliser d'une façon optimale pour limiter au maximum leur nombre et augmenter leur efficacité. Ceci passe par une gestion optimale de l'ensemble des organes de collecte et d'évacuation des eaux pluviales.

La mise en place de cette nouvelle approche de l'assainissement, adaptée aux problèmes actuels, passe par une connaissance fine des phénomènes hydrologiques, à des échelles de temps et d'espace compatibles avec la dynamique des bassins versants urbains, et en particulier par leur observation et leur mesure. Cette nécessité est d'autant plus indispensable que ces phénomènes et plus particulièrement celui des précipitations sont très variables dans le temps et dans l'espace.

L'évolution des niveaux de connaissance du phénomène des précipitations n'est pas indépendante des besoins des gestionnaires des réseaux d'assainissement. C'est pourquoi, l'étude de ce phénomène a été profondément liée à son utilisation pratique au détriment parfois de sa connaissance effective. Ainsi, pendant très longtemps et jusqu'à la fin des années soixante, l'aménageur disposait pour le dimensionnement d'ouvrages de la seule formule de Caquot, et la prise en compte du phénomène des précipitations dans le schéma général de l'assainissement pluvial se limitait à connaître l'intensité moyenne maximale sur une longue période de retour.

Les objectifs actuels des gestionnaires des réseaux d'assainissement répondent à deux préoccupations principales:

- la lutte contre les débordements de plus en plus fréquents dus à la croissance incessante de l'urbanisation des grandes villes et la surcharge des réseaux anciens.

- la maîtrise des rejets des eaux pluviales polluées évacuées dans le milieu naturel par les déversoirs d'orages.

Pour atteindre ces deux objectifs les préoccupations des gestionnaires des réseaux d'assainissement portent sur:

- le dimensionnement des ouvrages
- le diagnostic des réseaux
- la gestion des flux

1 - Le dimensionnement des ouvrages.

La phase d'étude d'un projet d'assainissement contient une partie importante relative au dimensionnement des ouvrages d'évacuation des eaux par temps de pluie (bassins de rétention, collecteurs, etc.). Il peut s'agir d'un renforcement de l'existant ou de nouvelles constructions. Les ouvrages sont dimensionnés en fonction d'un risque de défaillance par rapport à un problème donné.

S'agissant du dimensionnement d'un collecteur à l'exutoire d'un bassin versant, l'information la plus importante à estimer est le débit à évacuer, variable fortement corrélée avec l'intensité moyenne maximale sur une durée caractéristique du bassin versant pour une période de retour donnée. Les courbes intensité-durée-fréquence sont bien adaptées à ce genre d'application. Cependant, dans la pratique, la difficulté résulte dans la détermination d'une valeur de l'intensité moyenne maximale de référence pour un bassin donné, et le choix d'un niveau de protection à accepter.

Pour le calcul de la capacité de rétention d'un bassin destiné à stocker une partie des eaux pluviales pour réduire le débit en aval, l'aspect volumétrique devient prépondérant et le cumul total de l'événement pluvieux est une variable importante à prendre en considération en plus de l'intensité maximale de la pluie. Si, de surcroît, ce bassin est destiné à jouer un rôle dans la dépollution des eaux pluviales, d'autres aspects doivent être pris en compte comme par exemple le temps de vidange du bassin et la probabilité de l'apparition de pluies successives séparées par des intervalles de temps inférieurs à la durée de vidange de l'ouvrage.

## 2- Le diagnostic des réseaux d'assainissement

Avec l'extension rapide de l'urbanisation, les réseaux d'assainissement ne cessent de se développer. Il deviennent de plus en plus complexes. La compréhension du fonctionnement d'un réseau d'assainissement est un élément important d'un projet d'aménagement. En effet, il est très utile, pour les gestionnaires des réseaux de mesurer l'incidence des nouveaux aménagements sur le réseau existant et d'étudier le comportement du réseau par rapport à une hypothèse d'urbanisation en fonction d'un type de risque donné. L'étude du comportement d'un réseau de grande dimension nécessite le calcul des hydrogrammes qui transitent dans chacun des collecteurs ainsi que dans les organes annexes. A la connaissance de l'évolution temporelle de l'intensité de la pluie ponctuelle, celle de sa répartition spatiale devient indispensable, et ce, d'autant plus que la surface concernée est importante et le réseau de mesures complexe.

## 3- La gestion optimale des réseaux d'assainissement

Les recherches entreprises depuis quelques années ont conduit à l'idée qu'il pourrait être intéressant de contrôler le fonctionnement souvent très mal connu des réseaux existants. Ainsi on est passé de l'adaptation du fonctionnement des ouvrages par rapport à un risque de défaillance, à une gestion de ces ouvrages à l'échelle d'un événement pluvieux. On peut donc parler d'une gestion optimale de l'ensemble des ouvrages du réseau qui vise à satisfaire des objectifs déterminés en fonction de contraintes propres au système. Le choix des objectifs dépend essentiellement du niveau de connaissance des phénomènes et de leur modélisation

en vue d'aboutir à des consignes de gestion en fonction du risque encouru et de l'objectif à atteindre. Ces objectifs peuvent être contradictoires, ainsi par exemple, la limitation des rejets des eaux par temps de pluie dans le milieu récepteur nécessite un maximum de stockage, par contre la lutte contre les inondations exige la vidange des bassins de rétention dès le passage de la pointe de la pluie pour faire face à l'éventualité d'une autre averse qui arrive juste derrière. L'existence d'objectifs contradictoires doit conduire à définir des priorités de gestion. On peut ainsi donner plus de poids à la lutte contre les débordements, ou privilégier la rétention des premiers flots déversés réputés les plus pollués. On peut donc imaginer différents scénarios de gestion. Pour permettre cette gestion, la connaissance de la pluie ne peut être qu'à l'échelle de chaque événement pluvieux et doit prendre en compte, en plus de l'intensité maximale, d'autres paramètres comme le cumul de l'averse, la durée de la pluie, l'évolution spatiale, et la lame d'eau moyenne.

La pluie est un phénomène fort complexe qui jusqu'à ce jour a été très peu étudié pour les échelles de temps et d'espace qui intéressent l'hydrologie urbaine. La connaissance de ce phénomène pour les besoins de l'hydrologie urbaine se situe à trois niveaux :

- La caractérisation de la pluviométrie locale. Ce niveau de connaissance de la pluie doit permettre de dégager les paramètres pluviométriques les plus significatifs pour caractériser la pluie sur un bassin versant donné, et déterminer une typologie de la pluviométrie locale à l'échelle de l'événement pluvieux, en fonction des préoccupations des gestionnaires des réseaux d'assainissement. L'évaluation des risques doit s'appuyer sur de longues séries de mesures validées et homogénéisées.

- La modélisation de la répartition spatiale des champs des précipitations. Le passage de la pluie ponctuelle à la lame d'eau est indispensable pour mener à bien la gestion des flux. En effet, c'est la lame d'eau qui intervient dans le calcul de la relation pluie-débit. Ce niveau de connaissance doit permettre de déterminer quels sont les facteurs jouant un rôle important dans cette répartition et quel est le niveau de précision de l'estimation de la lame d'eau en fonction des modèles utilisés et de l'équipement du bassin versant considéré.

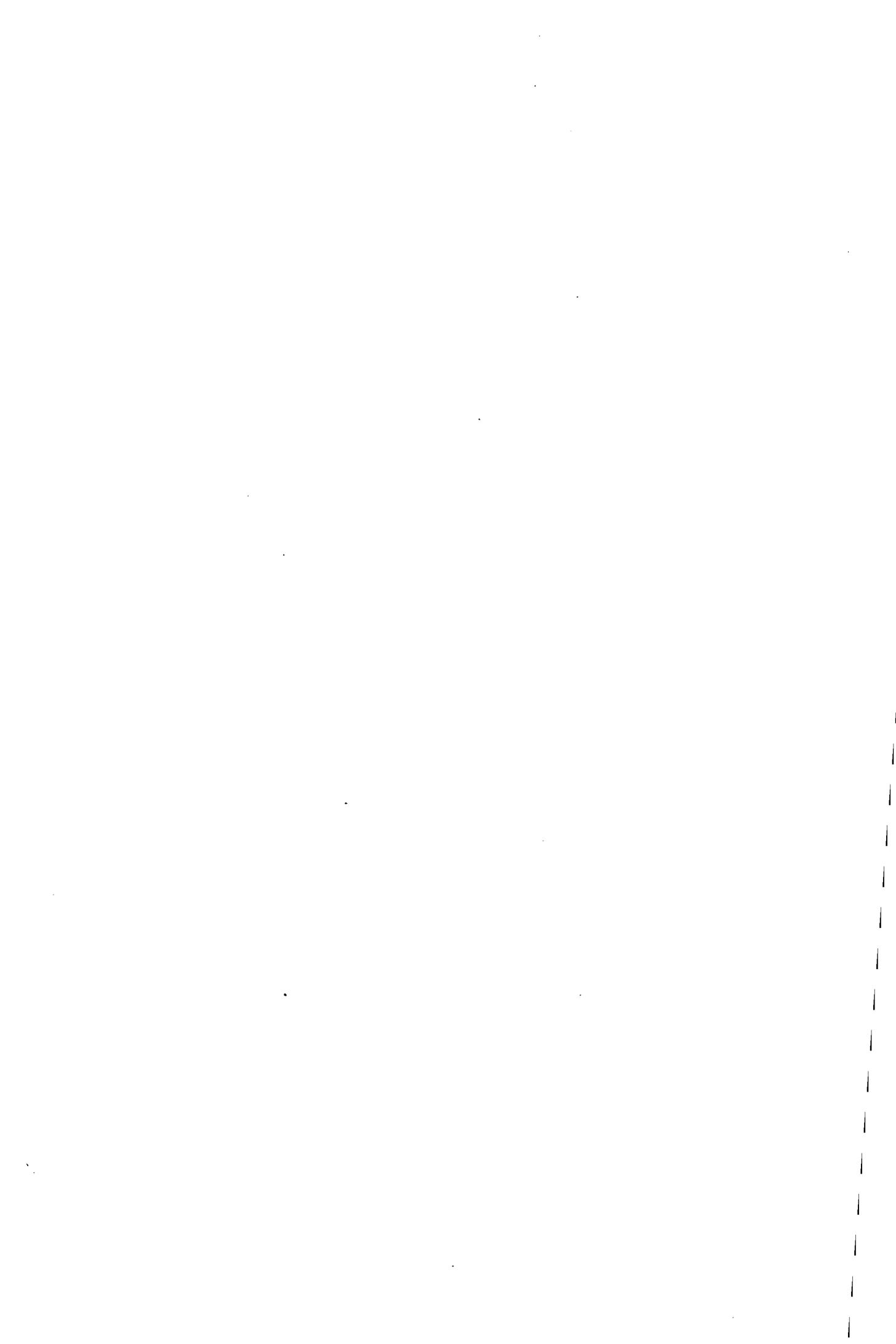
- La gestion dynamique des réseaux d'assainissement et la prise en compte de la qualité des rejets et du risque quantitatif, souvent contradictoires en terme de mode de gestion, nécessitent une anticipation sur l'évolution temporelle du phénomène, et donc une prévision de la pluie. Seule la mesure pluviométrique fournie par le radar météorologique permet ce genre d'application.

Pour progresser dans la connaissance et la caractérisation de la pluie locale à des échelles spatiales compatibles avec l'hydrologie urbaine, un seul pluviographe est insuffisant, d'autres outils doivent être mis en oeuvre tant pour l'évaluation de la lame d'eau

que pour la répartition spatiale des champs de précipitations et la répartition des fortes intensités sur un bassin versant donné. D'où l'intérêt de la mise en place d'un réseau de pluviographes et la constitution d'une banque de données pluviométriques qui centralise l'ensemble des mesures. Cette démarche est encore rare en France, et les collectivités locales, disposant d'une banque de données conséquente avec une densité de mesures suffisante pour permettre une analyse fine des variations des champs des précipitations en milieu urbain, ne sont pas très nombreuses.

Le District de l'Agglomération Nancéienne s'est lancé dès 1985 dans une vaste campagne de mesures pluviométriques avec l'installation d'un réseau de pluviographes qui compte aujourd'hui 23 postes.

Nous avons largement abordé dans ce travail, à partir des données pluviométriques enregistrées sur l'agglomération nancéienne, les deux premiers niveaux de connaissance du phénomène des précipitations. En ce qui concerne la gestion en temps réel, les outils, dont l'image radar, sont encore en phase d'élaboration. Nous nous sommes donc limités à une étude de faisabilité de l'utilisation des images radar.



**PARTIE A**

**CARACTERISTIQUES DE LA PLUVIOMETRIE LOCALE DE  
L'AGGLOMERATION NANCEIENNE**



Quelque soit la complexité de l'hydrosystème urbain, les précipitations représentent une part essentielle des entrées de ce système et un maillon indispensable qu'il convient de mieux connaître. La pluie est l'élément initial du phénomène de ruissellement, principale source d'alimentation des réseaux d'assainissement et première étape de ce qu'on appelle le cycle de l'eau en milieu urbain. Elle constitue l'entrée du système et donc la donnée fondamentale nécessaire à la compréhension de son fonctionnement. Dans l'état actuel de nos connaissances, la pluie apparaît comme un phénomène complexe, très variable dans le temps et dans l'espace à l'échelle qui intéresse l'hydrologie urbaine (quelques minutes à quelques dizaines de minutes et quelques dizaines ou centaines d'hectares).

## A.I LE PHENOMENE PLUIE

### A.I.1 Définition

La pluie est une précipitation liquide des eaux météoriques. C'est un phénomène naturel d'une grande variabilité spatiale et temporelle. Les mécanismes physiques et thermodynamiques qui concourent à sa formation sont extrêmement complexes. Il s'agit de flux d'eau propagés par les écoulements des masses d'air à l'échelle de l'hémisphère et générés par des conditions énergétiques d'humidité et d'instabilité locales des masses d'air. L'ensemble des processus qui concourent à la formation et au déclenchement des précipitations sont résumés ci-dessous.

### A.I.2 Formation et déclenchement des précipitations

#### A.I.2.1 Processus de saturation

L'air est essentiellement formé par de l'air sec et de la vapeur d'eau provenant de l'évaporation qui se produit à la surface des océans et les eaux continentales. L'air humide est, par définition, un mélange d'air sec et de vapeur d'eau, dans des conditions de température et de pression, telles qu'il n'y ait pas d'équilibre entre la phase gazeuse et liquide. Ce qui fait que toute présence de gouttelettes d'eau dans l'air humide donne lieu à un phénomène d'évaporation. L'air humide est donc encore capable d'absorber de la vapeur d'eau.

Considérant une masse d'air humide  $M_h$ , occupant le volume  $V$  à la température  $T$  sous la pression  $P$ .

$$M_h = M_v + M_a$$

$M_a$  : masse de l'air sec.

$M_v$  : masse de la vapeur d'eau.

On appelle rapport de mélange :

$$r = \frac{M_v}{M_a} \quad (\text{g/g}).$$

En faisant l'hypothèse que l'air atmosphérique peut être considéré comme gaz parfait, et sachant qu'un tel gaz obéit à la loi:

$$P \cdot V = M \cdot R \cdot T \quad R : \text{constante spécifique du gaz.}$$

En remplaçant  $M_v$  et  $M_a$  par leurs valeurs, et en faisant intervenir la pression partielle de la vapeur d'eau ( $e$ ), on obtient:

$$M_v = \frac{e \cdot V}{R_v \cdot T} \quad \text{et} \quad M_a = \frac{(P - e) \cdot V}{R_a \cdot T}$$

Le rapport de mélange peut alors s'écrire:

$$r = 0.622 \frac{e}{(P - e)}$$

$r$  : exprime la richesse en vapeur d'eau de l'air humide.

La capacité à contenir de la vapeur d'eau de l'air humide est limitée. Si l'on continue à alimenter l'air humide par de la vapeur d'eau, à un certain moment des gouttelettes d'eau apparaissent dans le mélange air sec plus vapeur d'eau. Ces gouttelettes marquent la saturation de l'air en vapeur d'eau. Le rapport de mélange correspondant à ce stade est appelé, rapport de mélange saturant:

$$r_w = 0.622 \frac{e_w}{(P - e_w)} \quad e_w : \text{pression partielle maximale de la vapeur d'eau.}$$

$r_w$  : est une fonction de la température et de la pression

### A.I.2.2 Processus de condensation

La saturation est une condition nécessaire à la condensation. D'une façon plus générale, il existe deux ensembles de processus capables de provoquer la saturation et par la suite la condensation, en partant de l'état initial de l'air humide ( $r < r_w$ ) jusqu'à la saturation ( $r = r_w$ ) :

- Décroissance de  $r_w$ , tout en maintenant constante la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air.

- Augmentation de la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air, tout en gardant  $r_w$  constante.

Dans les deux cas si  $r_w$  continue à décroître ou  $r$  continue à croître après la saturation ( $r = r_w$ ), la particule d'air saturée ne peut plus conserver intégralement son stock de vapeur d'eau, c'est alors que se produit un phénomène de condensation de la vapeur d'eau excédentaire. C'est à dire la quantité ( $r - r_w$ ). Cette condensation exige la présence de micro particules hygroscopiques, jouant en quelque sorte le rôle de support de l'eau liquide ou solide.

### A.I.2.3 Déclenchement des précipitations

Les gouttelettes ainsi formées par saturation et condensation restent maintenues dans l'atmosphère grâce aux turbulences atmosphériques et aux courants ascendants, leur diamètre moyen est compris entre 10 et 30  $\mu$ . Les gouttes de pluie sont considérablement plus grosses que les gouttelettes de condensation, leur diamètre moyen est de l'ordre de 0.5 à 2 mm. Pour qu'il y ait précipitation au sol il faut donc que le volume de chaque gouttelette de condensation augmente d'environ 1 000 000 de fois pour que son poids devienne supérieur à la poussée à laquelle elle est soumise. Les mécanismes qui expliquent ce grossissement sont mal connus, plusieurs théories pour expliquer ce phénomène ont été proposées (coalescence, effet de Bergeron-Findesen, loi de Raoult, etc.). Nous ne reprenons pas le détail de ces théories, nous signalons simplement qu'en général deux mécanismes peuvent être à l'origine de cet énorme accroissement des volumes des gouttelettes de condensation:

- une multitude de petites gouttelettes s'agglomèrent entre elles pour former progressivement des grosses gouttelettes par un processus dit de coalescence sous l'effet de chocs répétés.

- processus de grossissement par condensation de la vapeur d'eau: ceci se réalise lorsque certaines gouttelettes ont une tension de vapeur inférieure à celle existant dans l'atmosphère environnante. Ce phénomène peut se produire lorsque le nuage contient à la fois des gouttelettes d'eau surfondue et des cristaux de glace en présence, dans le nuage, de gouttelettes formées d'une solution saline (souvent par condensation de la vapeur d'eau sur des germes hygroscopiques ayant une tension de vapeur inférieure à celle de l'eau douce) et lorsqu'il existe une différence de température entre des gouttelettes voisines dans le nuage ce qui se traduit par l'évaporation des gouttelettes chaudes au profit des gouttes froides.

Le déclenchement des précipitations est souvent le résultats d'une combinaison de l'ensemble de ces mécanismes.

#### **A.I.2.4 Renouvellement des nuages**

La quantité d'eau que contient un nuage, et qui est générée par l'ensemble de processus cités auparavant ne peut pas expliquer à elle seule l'abondance de certaines pluies de longue durée. En effet, la condensation complète d'une masse nuageuse de 4 km d'épaisseur, en admettant une densité de 3 g/m<sup>3</sup> d'eau (densité rarement atteinte en réalité) ne donnerait que 12 mm d'eau au sol. On est donc obligé d'admettre que la quantité d'eau contenue dans un nuage se renouvelle continuellement et ceci grâce à un apport de la vapeur d'eau existant en dehors du nuage, laquelle, entraînée par des courants ascendants, se refroidit et se condense, reconstituant ainsi la masse nuageuse.

La genèse de la pluie est aussi liée à des facteurs locaux. En effet, le relief, le changement de rugosité du sol, l'îlot de chaleur d'une ville, l'altitude, la convection thermique due au réchauffement diurne du sol, peuvent influencer d'une façon considérable le développement de la pluviométrie locale.

## A.II LA MESURE PLUVIOMETRIQUE

Les mesures pluviométriques peuvent être utilisées pour répondre à des objectifs très variés (recherches climatologiques, protection civile, ressources en eau, agriculture, etc.). Le pas de temps et l'échelle d'observation des précipitations ainsi que le matériel utilisé et la précision requise doivent varier suivant les objectifs poursuivis.

La mesure pluviométrique la plus courante est réalisée par le pluviomètre ou le pluviographe. Le pluviomètre totalise une hauteur d'eau, il est inadapté à l'étude précise du déroulement de la pluie dans le temps. Ceci rend son utilisation en hydrologie urbaine, où l'on s'intéresse à mesurer la hauteur d'eau précipitée à une échelle temporelle de quelques minutes, inappropriée.

Le pluviographe, malgré tous les problèmes techniques liés à son utilisation, est préféré pour ce type d'application. En effet, le pluviographe permet d'avoir un enregistrement pseudo-continu de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Un autre type de mesure utilisé jusqu'ici seulement dans le cadre de recherches spécialisées, consiste à analyser le spectre dimensionnel des gouttes de pluie pour en déduire les propriétés microphysiques et radioélectriques de la pluie. Ces mesures sont effectuées grâce à un disdromètre.

Divers appareils sont actuellement utilisés pour la mesure pluviométrique. Nous décrivons ci-dessous quelques uns des appareils classiquement utilisés et leurs principe de fonctionnement.

### A.II.1 Le pluviomètre

C'est un simple récipient qui recueille l'eau précipitée. Il donne la hauteur d'eau totale précipitée entre deux relevés. Il est le plus souvent relevé une à 4 fois par jour. Il est constitué essentiellement d'un seau où s'accumule la pluie recueillie, d'une surface de réception en forme d'entonnoir et d'une bague circulaire limitant la surface réceptrice. Malgré la simplicité d'un pluviomètre non enregistreur, il est indispensable d'utiliser des pluviomètres normalisés, pour permettre d'une part des mesures plus précises et d'autre part comparables entre elles. On rencontre principalement deux types de pluviomètres non enregistreur. (Fig.A.II.1) :

- le pluviomètre "Association", couramment utilisé en France.
- le pluviomètre du Weather Bureau (U.S.A.).

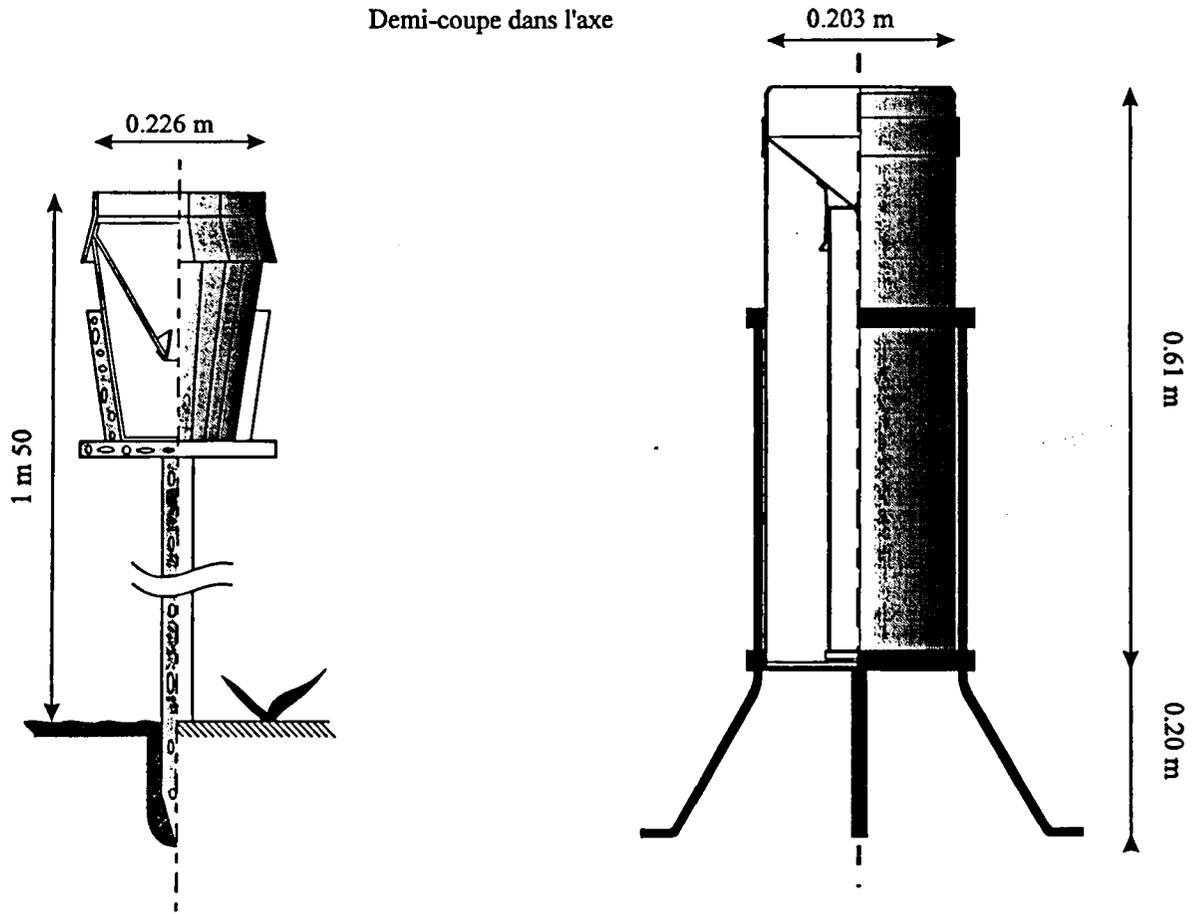


Fig.A.II.1: Pluviomètre "Association"

Pluviomètre du "Weather-Bureau" (Etats\_Unis)

## A.II.2 Le pluviographe

Appelé aussi pluviomètre enregistreur, il est de plus en plus utilisé pour répondre aux besoins de nombreuses études hydrologiques (prévision d'un débit de crue, gestion d'un réseau d'assainissement, dépollution des eaux pluviales, etc.), pour lesquelles il est indispensable de connaître non seulement la hauteur d'eau précipitée sur une longue période, mais aussi l'intensité de ces précipitations à différents pas de temps allant jusqu'à quelques minutes au cours d'un événement pluvieux. Le pluviographe a la particularité de fournir en plus de la hauteur d'eau totale précipitée, l'évolution de l'intensité de la pluie dans le temps. Cependant, dans la réalité, le pluviographe ne fournit qu'une approximation de cette intensité en rapportant la hauteur d'eau recueillie sur le laps de temps écoulé. Il existe deux types principaux de pluviographes :

- le pluviographe à siphon RICHARD
- le pluviographe à augets basculeurs

### A.II.2.1 Le pluviographe à siphon Richard

Ce type d'appareil est assez répandu. Le plus célèbre est celui de Paris-Montsouris. Son principe de fonctionnement est simple. L'eau recueillie par le récepteur agit sur un flotteur relié à un stylet. Les variations de la hauteur de la pluie dans le temps sont transmises par le flotteur au stylet qui les enregistrent sur un graphique (Fig.A.II.2).

C. Calvet, (1980) estime que ce type d'appareil présente des qualités exceptionnelles pour l'analyse des fortes précipitations (jusqu'à 3.5 mm/mn).

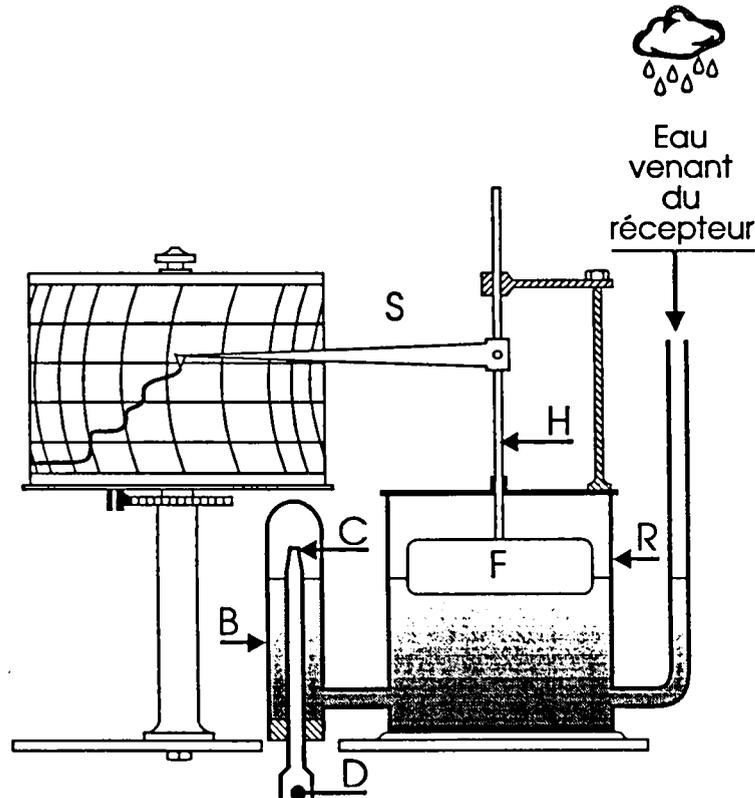


Fig.A.II.2. Schéma de principe du pluviographe à siphon Richard

### A.II.2.2 Le pluviographe à augets basculeurs

Le pluviographe à augets basculeurs est de loin le plus utilisé en hydrologie urbaine, il s'adapte fort bien aux nouvelles techniques de télétransmission et d'enregistrement sur mémoire informatique imposées par les besoins des gestionnaires des réseaux d'assainissement pour disposer de l'information pluviométrique en temps réel. Ces techniques d'acquisition et d'enregistrement des données pluviométriques, viennent de plus en plus remplacer l'enregistrement classique sur papier. Le mécanisme des augets basculeurs est assez délicat et demande un entretien régulier.

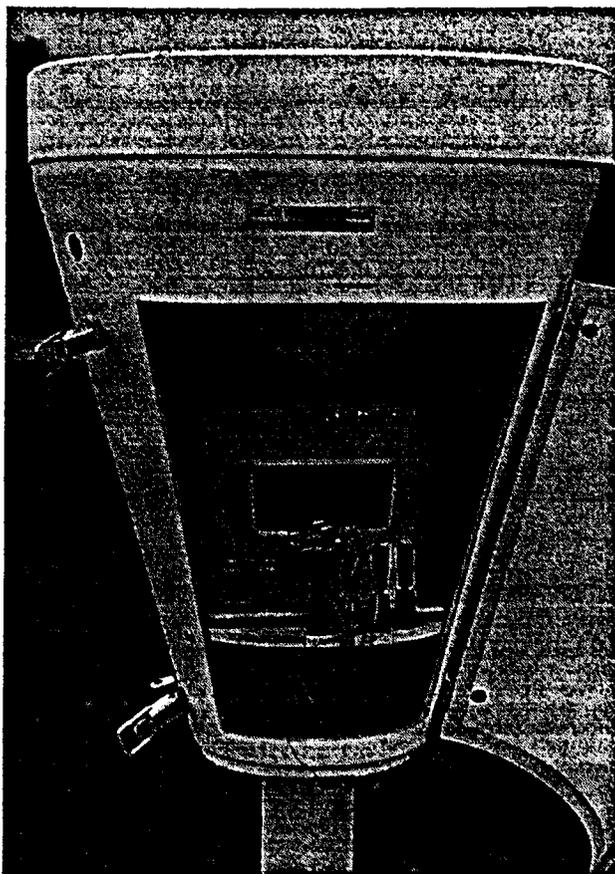


Fig.A.II.3 : pluviographe à augets basculeurs - mécanisme d'acquisition

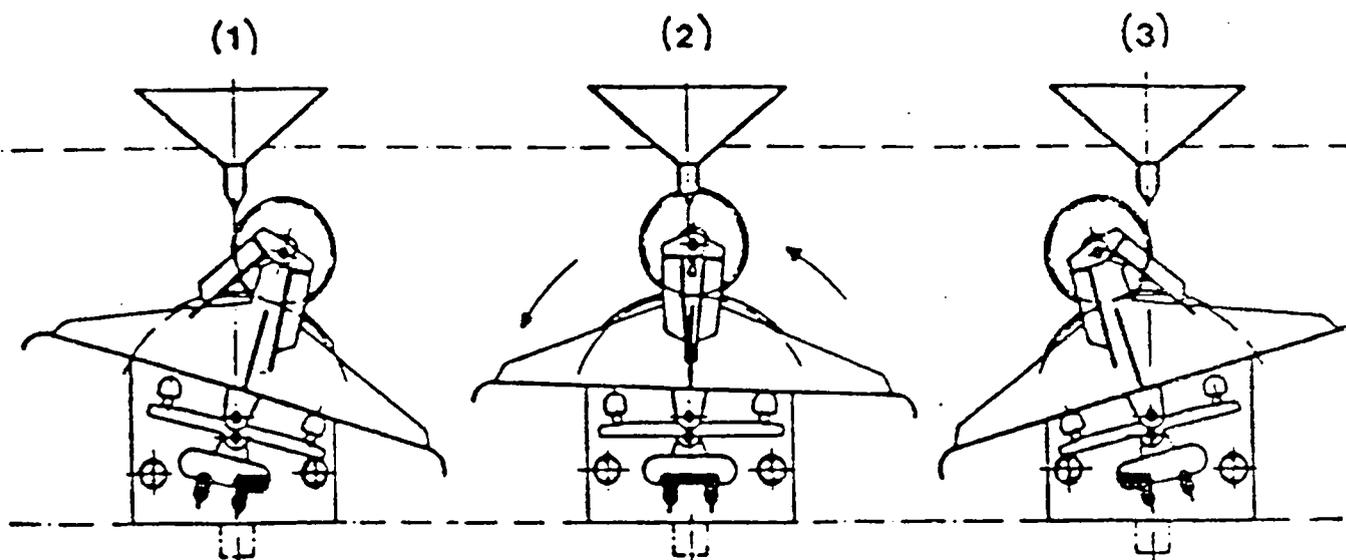
#### A.II.2.2.1 Principe de fonctionnement d'un pluviographe à augets basculeurs.

L'eau provenant des précipitations à l'état liquide, ou l'eau de fusion de la neige ou de la grêle est canalisée par le cône de réception et un petit entonnoir, s'écoule sur un déflecteur et se déverse dans l'un des deux augets du transducteur volumétrique. Lorsque la contenance d'incrément de l'auget est atteinte, celui-ci bascule brusquement, et un auget identique vient prendre sa place et se met en position de remplissage. Les deux augets symétriques sont assemblés et montés sur un pivot commun.

Chaque basculement dans un sens ou dans l'autre provoque, selon la technique d'enregistrement utilisée:

- soit une avancée d'une dent d'une roue qui entraîne par l'intermédiaire d'un mécanisme d'engrenages, le déplacement du stylet inscripteur devant un cylindre à axe vertical, effectuant une rotation complète une fois par semaine ou une fois par jour.

- soit la fermeture brève d'un circuit électrique, produisant une impulsion électrique qui sera enregistrée sur mémoire informatique. Chaque impulsion électrique correspond à un basculement qui est de 0.2 mm d'eau dans le cas d'un auget étalonné à 20 grammes.



phase 1 : remplissage du 1<sup>er</sup> auget

phase 2 : basculement

phase 3 : remplissage du 2<sup>eme</sup> auget

Fig.A.II.4 : Principe de fonctionnement d'un pluviographe à augets basculeurs.

Le pluviographe à augets basculeurs ne permet pas en réalité une mesure d'intensité, mais une hauteur d'eau pendant un intervalle de temps. D'autres types d'appareils, encore au stade expérimental, permettent une mesure d'intensité. Ces appareils déterminent l'intensité de la pluie, soit en mesurant les perturbations causées par les gouttelettes d'eau au passage d'une onde électromagnétique, soit à partir de la différence de pression résultant du volume d'eau précipité.

Quelque soit l'instrument utilisé, les mesures relatives à la pluie sont toujours ponctuelles, en ce sens que la surface réceptrice de l'appareil est toujours très petite par rapport à n'importe quelle autre surface sur laquelle on désire connaître la hauteur des précipitations.

### A.II.3 Les séries pluviométriques

Les observations issues des mesures pluviométriques peuvent être classées en fonction du matériel et du mode d'enregistrement et d'archivage en trois catégories:

- les annuaires, où sont récapitulés les hauteurs de pluie journalières, décadaires, mensuelles et annuelles. Cette présentation s'obtient surtout à partir des relevés des pluviomètres.

- les pluviogrammes représentent un enregistrement pseudo-continu en fonction du temps. La vitesse de rotation du tambour d'enregistrement entraîne un pas de temps minimum pour la lecture. Ce type d'observation ne peut se faire qu'à partir d'un pluviographe enregistreur. L'évaluation de la hauteur d'eau recueillie pendant un laps de temps inférieur à l'heure à partir des enregistrements sur papier n'est pas toujours aisée.

- un autre type d'enregistrement est apparu ces dernières années avec le développement de l'informatique, il consiste à archiver sur mémoire informatique la date et l'heure de chaque basculement. Ce type d'enregistrement est nettement meilleur en précision et s'adapte mieux à l'étude de la pluie sur des faibles pas de temps. Il offre d'énormes facilités pour le traitement des données pluviométriques mais, en même temps, il demande un gros effort pour sa mise en place et son suivi tant sur le plan financier que sur le plan de la qualification du personnel. Ce type d'enregistrement est encore rare et les séries de mesures ne dépassent pas dix ans.

Quelles que soient les données de départ, on constate toujours des anomalies dans les séries pluviométriques. Les observations pluviométriques qui ne sont pas dépouillées dans un laps de temps de l'ordre de quelques jours après leur acquisition sont très difficiles à exploiter. En effet, par exemple, un pluviographe bouché qui n'a pas été signalé au moment de l'archivage de ces données se traduit par une absence de pluie qui sera impossible à détecter par un utilisateur de ces données quelques années plus tard. En plus de ces anomalies liées au manque de critique et de validation des données pluviométriques en temps voulu, souvent les longues séries sont obtenues avec du matériel très différent, et donc de performances différentes comme le laissait entendre l'étude de P.Misme (1980). La station de Nancy-Tomblaine, par exemple, a été équipée de 1953 à 1976 d'un pluviographe Précis Mécanique à augets basculeurs de type R 05-3020, il fournissait un diagramme quotidien et fonctionnait sous impulsion mécanique sur un tambour se déroulant à une vitesse de rotation de 15,4 mm/h. A partir de 1976, un nouveau pluviographe (PL 1000) fut mis en service, il fournit un diagramme mensuel qui se déroule à 15 mm/h. Ce n'est que depuis 1970 que les pluviogrammes de la station de Tomblaine sont archivés, ce qui permet non seulement une étude globale de la pluie mais aussi une classification selon des critères d'intensité.

Par la suite, et conformément à la perspective visée dans le cadre de ce travail, nous parlerons essentiellement des traitements de l'information pluviométrique obtenue à l'aide des pluviographes à augets basculeurs.

### **A.III LES MESURES PLUVIOMETRIQUES AU SOL ET LEUR DEGRE D'INCERTITUDE**

La pluviométrie constitue une donnée fondamentale de l'étude du cycle de l'eau en milieu urbain et particulièrement dans le domaine de l'assainissement pluvial. Les erreurs entachant les mesures pluviométriques sont une source d'imprécision supplémentaire non négligeable dans l'étude de la relation pluie-débit.

Ces erreurs peuvent être liées :

- aux appareils de mesure
- au site d'implantation des appareils de mesure.
- aux facteurs climatiques
- à l'hétérogénéité spatiale et temporelle du phénomène des précipitations

#### **A.III.1 Erreurs liées au fonctionnement d'un pluviographe à augets basculeurs**

Pour un pluviographe à augets basculeurs, l'intensité enregistrée ( $I_r$ ) n'est strictement égale à l'intensité vraie reçue ( $I_v$ ) que pour une valeur fixée, appelée intensité d'étalonnage ( $I_e$ ). Un réglage du pluviographe pour des intensités habituellement observées (quelques dizaines de mm/h) conduit à sous estimer les intensités fortes d'orages. Réciproquement un réglage destiné à mieux mesurer les intensités fortes (30 à 100 mm/h et plus), conduit à surestimer les intensités habituelles. Par ailleurs le réglage d'un pluviographe à augets basculeurs est délicat. Enfin, ces défauts d'entretien, les multiples incidents de fonctionnement, et toutes les erreurs liées aux conditions de terrain, sont susceptibles de modifier le fonctionnement des pluviographes de manière plus au moins aléatoire.

Les erreurs systématiques peuvent être corrigées à l'aide d'un faisceau de courbes de tarage:  $I_v=f(I_r, I_e)$ , valable pour un type d'appareil donné dont on connaît l'intensité d'étalonnage ( $I_e$ ). Une méthode de correction de cette erreur a été proposée par G.Oberlin, (1980) qui a montré, à la suite de plusieurs essais sur différents types de pluviographes, que cette courbe prenait la forme d'un arc de parabole. Un appareil se caractérise alors par son intensité d'équilibre ( $I_e$ ), valeur pour laquelle ( $I_v = I_r$ ), qui détermine l'allure de la courbe d'étalonnage (Fig.A.III.1). Cette erreur dépend directement de l'intensité de réglage du pluviographe ( $I_e$ ), elle est peu significative pour des intensités ( $I_e$ ) comprise entre 50 et 60 mm/h. Elle est de l'ordre de 2 à 3 % de l'intensité enregistrée ( $I_r$ ) (Tab.A.III.1).

Les erreurs dues au fonctionnement mécanique du pluviographe peuvent être limitées grâce à un entretien régulier des appareils.

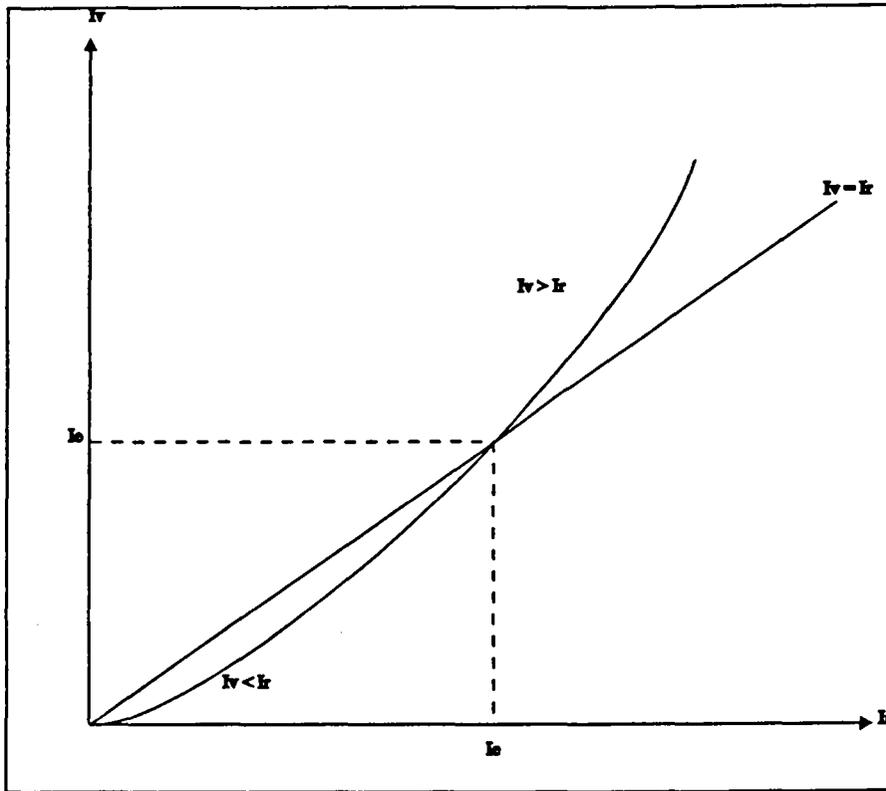


Fig.A.III.1 : Courbe d'étalonnage d'un pluviographe

Ie(mm/h)	5	10	20	30	40	50	60	80	100
Iv(mm/h)									
5	5	5	5	5	5	5	5	5	5
10	4	4	4	4	4	3	3	4	4
15	3.5	3	3	3	3	2	2	3	3
25	3.5	3	2.5	2	2	2	2	2	2.5
50	4	3	2	2	2	2	2	2	2
75	4.5	3	2	2	2	2	2.5	2.5	2.5
100	5	4	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	2.5	3
150	5	4	3	2.5	2.5	2.5	2.5	3	3.5
200	5	4.5	3	2.5	2.5	3	3	3.5	4
250	5	4.5	3	2.5	2.5	3	3	3.5	4
300	5	4.5	3	2.5	2.5	3	3	3.5	4

Tab.A.III.1 : Ordre de grandeur de l'erreur sur les courbes d'étalonnage  
(en % de l'intensité Ir, D'après G.OBERLIN)

### A.III.2 Erreurs d'échantillonnage

Un autre type d'erreur, liée au principe même du fonctionnement du pluviographe à augets basculeurs, est le fait que l'auget peut être, soit vide, soit pratiquement plein au début ou à la fin de l'intervalle de temps d'intégration  $\Delta t$  considéré. Ce qui se traduit par une erreur de plus ou moins un basculement pour chaque pas de temps. Par conséquent, si on admet une erreur d'échantillonnage temporelle de plus ou moins 10 %, il faut totaliser au moins dix basculements par pas de temps d'intégration. Ceci correspond à des intensités minimales de l'ordre de 20 mm/h pour  $\Delta t = 5$  minutes, de 12 mm/h pour  $\Delta t = 10$  minutes, et de 2 mm/h pour  $\Delta t = 60$  minutes, pour un auget de 0.2 mm.

Cette erreur d'échantillonnage dépend donc de l'intensité de pluie et du pas de temps d'intégration. Ainsi, pour un pas de temps donné, cette erreur est moins importante dans le cas des pluies de fortes intensités (pluies à caractère orageux), que dans le cas de pluies continues de faible intensité. Le choix du pas de temps d'intégration dans une étude pluviométrique dépend essentiellement des objectifs que l'on veut atteindre. Cependant, il est intéressant de noter que les pluies convectives estivales, qui sont très variables dans le temps, imposent des études à des pas de temps très fins (de l'ordre de quelques minutes).

La réduction du volume de l'auget peut permettre de réduire cette erreur d'échantillonnage, mais en même temps induit d'autres erreurs (le problème de sur-remplissage de l'auget pour des intensités moins fortes).

### A.III.3 Erreurs liées aux sites d'implantation des pluviographes

En milieu urbain, chaque capteur n'obéit pas rigoureusement aux règles d'installation qui permettraient de l'affranchir des conditions locales du site. Les critères d'implantation édictés par l'Organisation Météorologique Mondiale sont bien difficiles à respecter. Trouver un emplacement, à l'abri de tout vandalisme, qui soit plat, dont la plus grande dimension dégagée soit située dans l'axe des vents dominants, et qui soit situé à une distance supérieure à quatre fois la hauteur de l'obstacle le plus proche, n'est pas une tâche facile surtout en centre ville. La spécificité de chaque site d'implantation est une source d'erreur supplémentaire dans la connaissance de la pluie en milieu urbain.

### A.III.4 Erreurs liées aux facteurs climatiques

L'analyse de la pluie ne peut être isolée de celle des autres paramètres climatiques, parmi toutes les causes d'erreurs recensées par les météorologues, les plus importantes sont liées à la température mais surtout au vent. Si la température peut induire une erreur de 1 %, le vent peut entraîner des erreurs qui peuvent atteindre 80 % (I. Roussel, 1988).

### A.III.4.1 Influence de la température

L'eau dont le poids est inférieur au poids d'incrément de l'auget, stagne dans l'auget entre deux averses et s'évapore pour des températures élevées. Dans le cas des faibles températures la présence du capteur favorise la condensation et la formation de rosée. Le pluviographe totalise ces précipitations dites occultes. Par exemple le poste de Laneuveville situé au bord de la Meurthe présente fréquemment un basculement en fin de nuit qui n'est pas observé sur les postes mieux ventilés.

### A.III.4.2 Influence du vent

La trajectoire des gouttes au niveau du pluviographe peut être perturbée dans le cas d'un fort vent horizontal. Ainsi, Dahlstrom, (1973) a estimé que l'erreur relative induite par le vent est proportionnelle au carré de sa vitesse. De même, Larson et Pek, (1974) ont montré que la vitesse du vent peut provoquer une sous estimation de taux de précipitations de 12 % à 14,4 km/h et à 18 % à 28,8 km/h. Misme, (1980) a quantifié l'évolution du pouvoir de captation du pluviographe en fonction de la vitesse du vent (Fig.A.III.2).

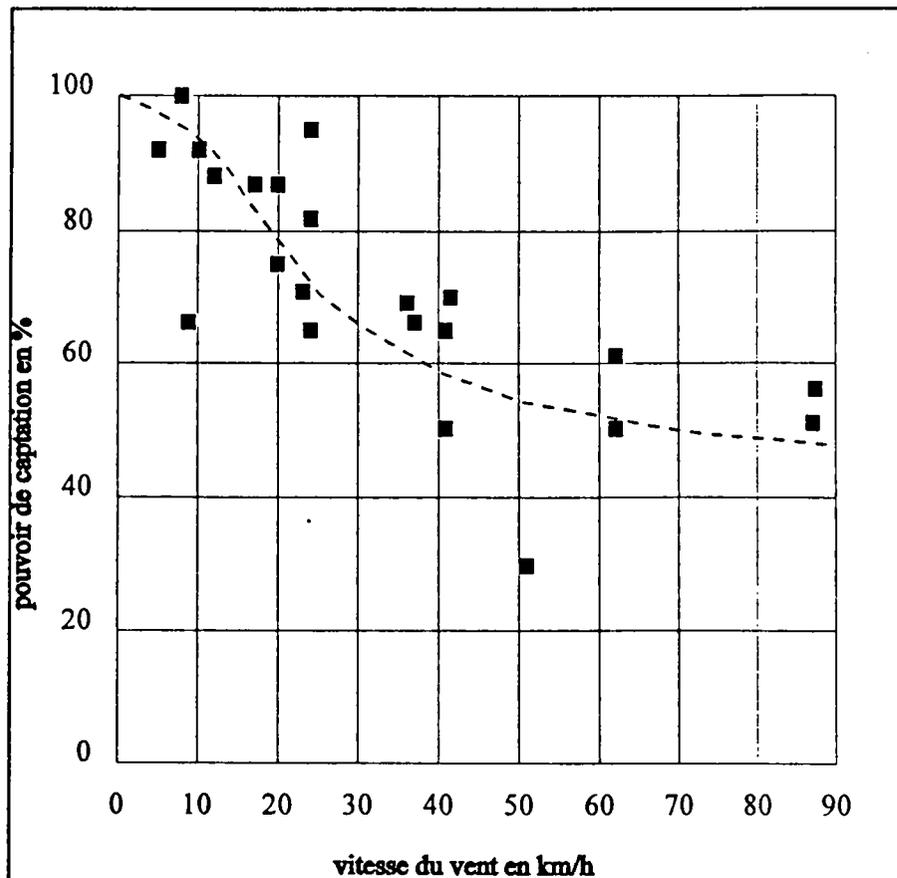


Fig.A.III.2 : Pouvoir de captation d'un pluviographe en fonction de la vitesse du vents.

Ainsi plusieurs auteurs s'accordent à conclure que la vitesse du vent peut biaiser le volume des précipitations mesurés. Ces erreurs peuvent être réduites en augmentant la surface réceptrice des pluviographes, en choisissant bien le site d'implantation et la hauteur par rapport au sol, et en augmentant le temps de cumul des précipitations.

#### \* A.III.5 Erreurs liées à l'hétérogénéité spatiale du phénomène des précipitations

La pluie est un phénomène discontinu car elle est formée par des gouttes ayant un diamètre, une vitesse, une répartition spatiale, et une trajectoire qui sont extrêmement variables. Seule la mesure des gouttes, de leur nombre, et de leurs caractéristiques pourrait donc donner une idée de la pluie qui serait assez proche de la réalité. La mesure donnée par un réseau de pluviographes n'est qu'un échantillonnage ponctuel avec les erreurs systématiques et climatiques citées auparavant d'un phénomène naturel ayant une variabilité spatiale et temporelle. Même si on considère qu'avec un grand effort métrologique on puisse minimiser les erreurs de mesures ponctuelles, la difficulté de la connaissance de la structure spatiale du phénomène à partir d'un échantillon de mesures ponctuelles peut être une source d'erreur encore plus importante. Une forte densité du réseau de mesures permet de réduire ces erreurs d'échantillonnage spatial. Mais jusqu'où peut-on aller dans le renforcement d'un réseau de pluviographes tout en étant conscient du coût d'une telle opération et des problèmes que l'on pourrait rencontrer dans un milieu urbain pour trouver des sites convenables pour l'installation des pluviographes.

L'hétérogénéité spatiale des précipitations est plus importante dans le cas des pluies convectives or, c'est ce type de pluie qui pose plus de problèmes en milieu urbain.

#### A.IV LA BANQUE DE DONNEES PLUVIOMETRIQUES DE NANCY

Le District de l'Agglomération Nancéienne regroupe 18 communes sur 16 000 ha, pour une population d'environ 300.000 habitants. L'agglomération s'est développée dans une cuvette naturelle traversée du sud au nord par la rivière de la Meurthe et bordée à l'ouest par le plateau de la forêt de Haye, et au nord ouest par le plateau de Malzéville. La dénivellation entre le point le plus haut et le point le plus bas est d'environ 200m. L'écoulement des eaux s'organise selon les 23 bassins versants répartis de part et d'autre de la Meurthe (Fig.A.IV.2). La configuration du réseau du drainage de ces bassins qui convergent tous vers la Meurthe, est une source potentielle d'inondations.

L'augmentation des surfaces imperméabilisées due à l'extension de l'urbanisation qui a évolué rapidement après 1945 (Fig.A.IV.1), s'est traduite par une augmentation des volumes d'eaux pluviales à évacuer. Le réseau d'assainissement dont les branches nouvelles se raccordaient systématiquement sur le réseau existant du centre ville a de plus en plus de mal à assurer l'évacuation des eaux lors de fortes pluies. Ainsi au fil des années, suivant le développement de l'urbanisation et les travaux effectués sur le réseaux d'assainissement (collecteurs, bassins de rétention, etc.), la carte des quartiers de l'agglomération fréquemment inondés a évolué.

Dans une étude réalisée par I. Roussel (1989), visant à recenser les orages qui ont occasionné des dégâts sur l'agglomération nancéienne entre 1946 et 1986, l'auteur mentionne que les problèmes d'hydrologie urbaine n'ont fait leur apparition qu'au début des années 1960. A cette période les problèmes d'assainissement se concentraient dans la partie basse de la ville et plus spécialement dans le bassin versant du ruisseau de Nabécor, ce qui correspond à l'urbanisation de la partie occidentale de l'agglomération. Dans les années 1970, l'extension de l'agglomération a eu lieu sous forme de lotissements s'installant sur la zone orientale de l'agglomération: le ruisseau de Gremillon, les communes de Pulnoy et de Seichamps sont alors souvent mentionnées comme ayant été inondées à la suite d'un orage. Depuis 1980, l'extension de l'agglomération s'effectue vers le sud et le sud-est, ce sont alors les communes de Fléville, Heillecourt, Laneuveville et Ludres qui sont souvent inondées.

Au fur et à mesure de l'évolution de l'urbanisation autour du centre ville de l'agglomération nancéienne, le réseau d'assainissement est devenu de plus en plus complexe et la gestion de ses différentes organes (collecteurs, bassins de rétention, déversoirs d'orage, etc.) nécessite une bonne connaissance du phénomène de la pluie, non seulement en terme d'intensité maximale liée à une période de retour donnée et déterminée à partir d'une mesure ponctuelle, mais aussi en terme de répartition spatiale et temporelle du phénomène.

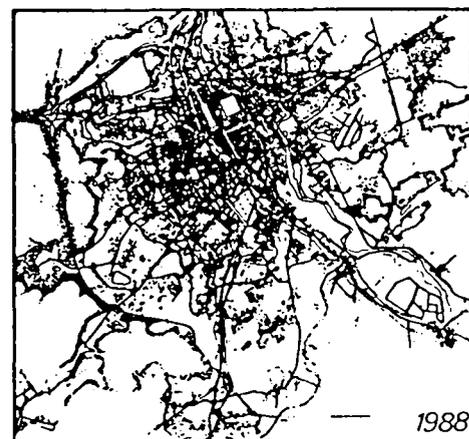
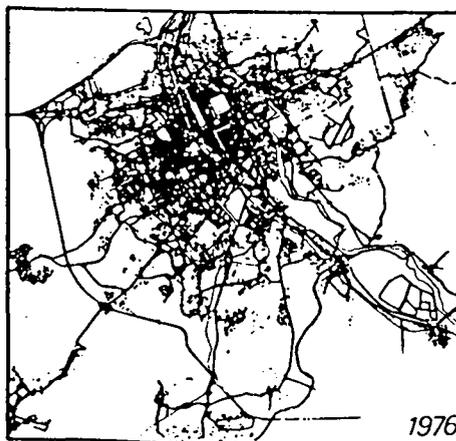
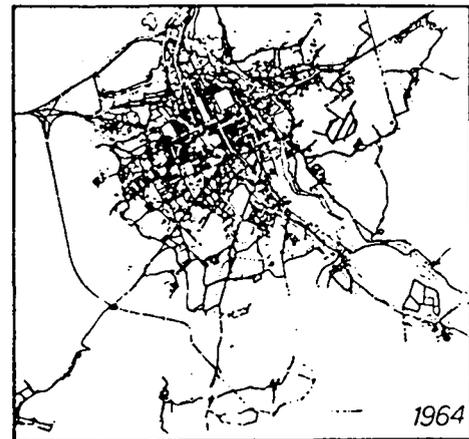
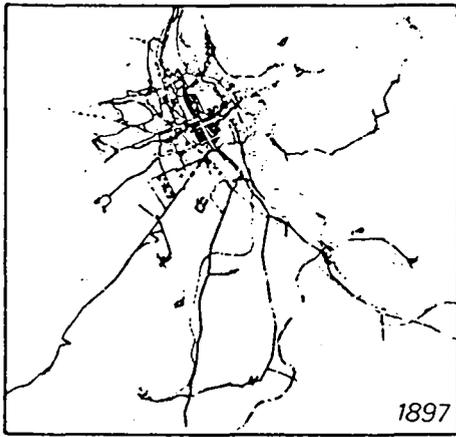


Fig.IV.1 : Developpement de l'urbanisation de l'agglomération nancéienne (Atlas de l'agglomération nancéienne - Edition 1993 - A.D.U.A.N)

### A.IV.1 Le réseau de mesures de l'agglomération nancéienne

Le souci d'une image plus locale du phénomène des précipitations et de sa variabilité spatio-temporelle avait été ressenti par le District de l'Agglomération Nancéienne dès 1977 avec la mise en place de 4 capteurs de type Précis mécanique avec enregistrement sur papier. Les informations issues de ces 4 capteurs étaient collectées toutes les semaines. Un dépouillement systématique sur table traçante a été effectué à partir de 1985 par l'ENSG. L'exploitation de ces données a notamment mis en évidence les enseignements suivants:

- l'enregistrement graphique sur papier utilisé ne permet pas d'envisager une exploitation des informations à des pas de temps inférieur à l'heure; or, la connaissance des intensités pluvieuses à des échelles de temps de quelques minutes à une heure est indispensable en hydrologie urbaine.

- les enregistrements ne sont pas rigoureusement synchrones et excluent toute possibilité de comparaison des informations enregistrées par les différents capteurs.

- le nombre de capteurs est très insuffisant pour rendre compte de la variabilité spatio-temporelle du phénomène sur l'ensemble de l'agglomération.

- les difficultés de l'exploitation des données pluviométriques à posteriori, quand ces données n'ont pas été critiquées et validées quelques jours après leurs enregistrements. D'où la nécessité de disposer d'une information sur la qualité des données enregistrées pour permettre au cours d'une exploitation ultérieure de distinguer les valeurs qui paraissent aberrantes de celles qui peuvent correspondre à des événements exceptionnels.

En tenant compte des insuffisances matérielles et opérationnelles relevées au cours de l'étude effectuée à partir des 4 capteurs installés depuis 1977, le District de l'Agglomération Nancéienne s'est lancé en 1986 dans l'installation d'un réseau de pluviographes, avec la constitution d'une banque de données pluviométriques exploitable pour les besoins de l'hydrologie urbaine.

La configuration de ce réseau a évolué au cours des années: En 1986 le réseau comprenait 15 pluviographes, il est passé à 18 en 1989, puis à 22 en 1992 et à 23 en 1993. La répartition de l'implantation de ces capteurs sur l'agglomération est donnée par la (Fig.A.IV.2), et leurs date de mise en service par le tableau (Tab.A.IV.1). Les modes de gestion sont devenus plus minutieux (étalonnage régulier, maintenance hebdomadaire, intervention rapide sur le site, etc.). Le type de capteur utilisé est le pluviographe Précis mécanique à transducteur (R01-3030 A).

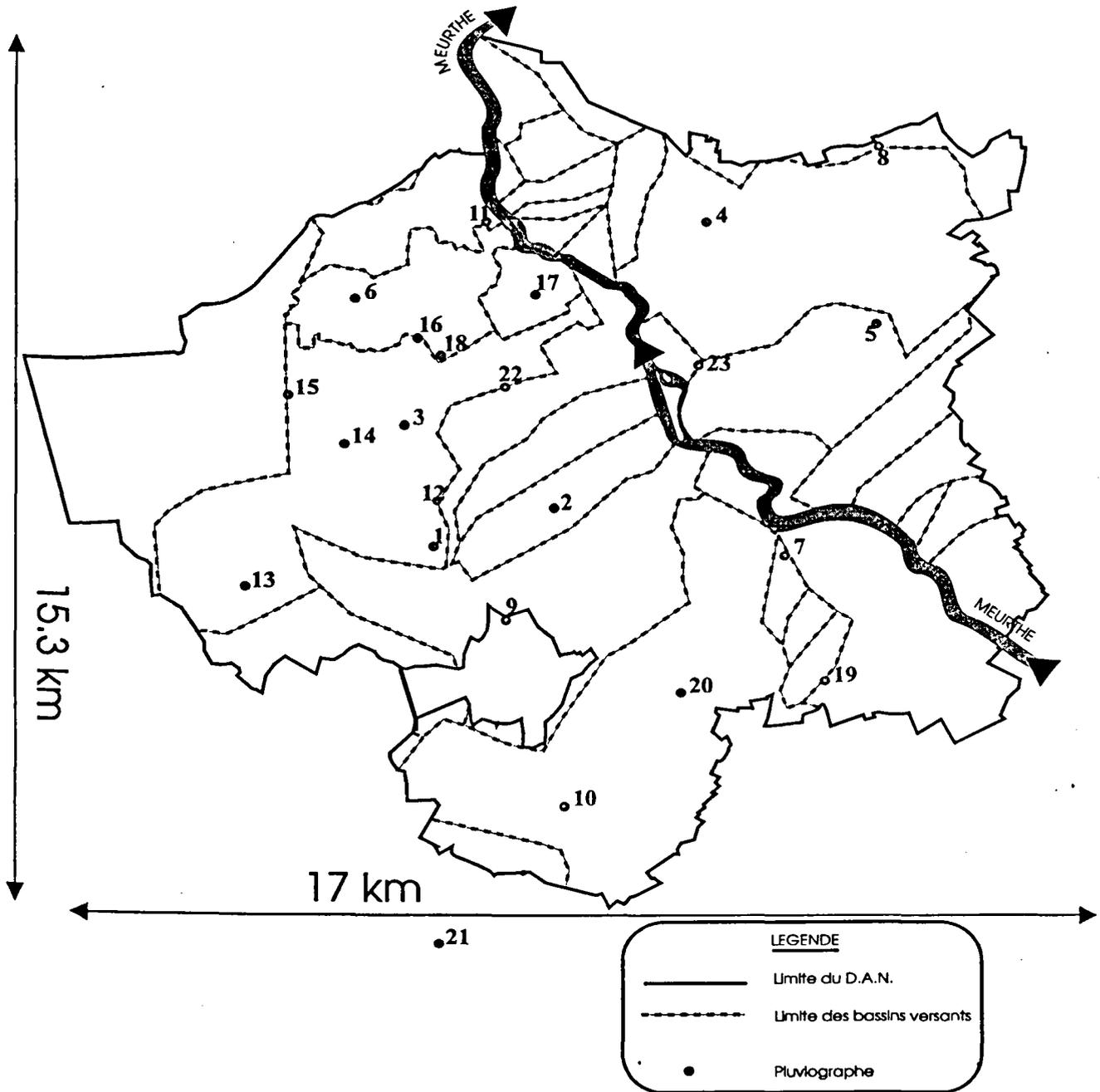


Fig. A.IV.2: Le réseau de mesures pluviographiques de l'agglomération nancéienne

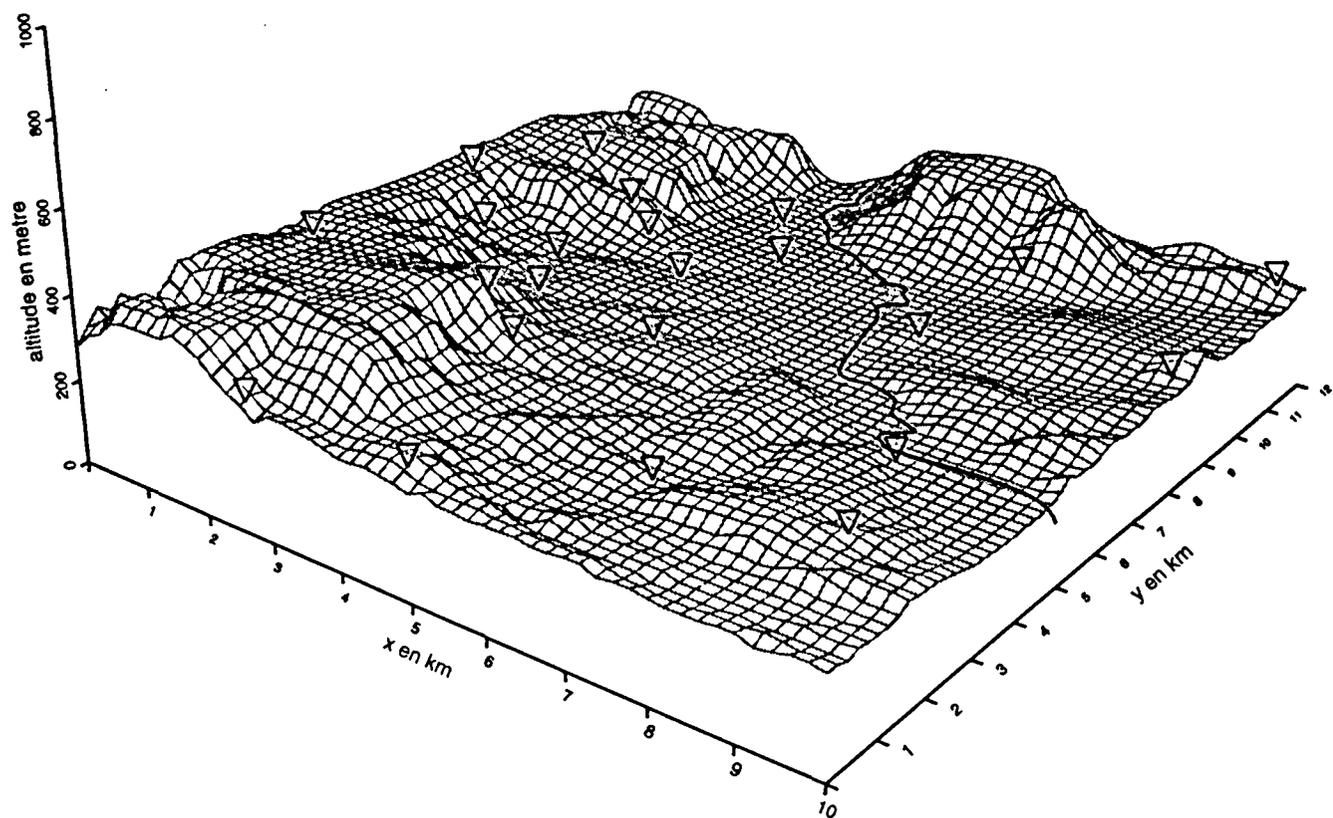


Fig.A.IV.3 : Relief de l'agglomération nancéienne (∇: site d'implantation d'un pluviographe)

pluviographe	N°	mise en service	VAX	CR2M
Jardin botanique	1	01/01/1986	+	+
Centre Technique	2	01/01/1986	+	+
Foch-Hardeval	3	01/01/1986	+	+
La Fallée	4	01/01/1986	+	+
La Justice	5	01/01/1986	+	+
Haut du Lièvre	6	01/01/1986	+	+
Laneuveville	7	01/01/1986	+	+
Seichamps	8	01/01/1986	+	+
Heillecourt	9	01/01/1986	+	+
Haut des Ronces	10	01/01/1986	+	+
Maxeville	11	01/01/1986	+	+
Aiguillettes	12	23/07/1986	-	+
Clairlieu	13	23/07/1986	-	+
Maréville	14	23/07/1986	-	+
Sapinière	15	23/07/1986	-	+
Chèvre	16	02/06/1989	-	+
Pépinière	17	02/06/1989	-	+
Préville	18	02/06/1989	-	+
Albertin	19	28/10/1989	+	+
Fleville	20	26/10/1989	-	+
Messein	21	26/10/1989	-	+
Hôtel Distrial	22	22/06/1989	-	+
Ponts et Chaussées	23	14/05/1991	-	+

Tab.A.IV.1: Date de mise en service et système d'acquisition du réseau pluviographique

#### A.IV.2 Le système d'acquisition et de transmission des données pluviométriques

L'acquisition des données pluviométriques enregistrées par le réseau de pluviographes est assurée selon deux systèmes différents:

- Lorsque les conditions techniques le permettent, les pluviographes sont reliés à un automate du système informatique de la gestion technique centralisée des installations districales; les informations sont donc télétransmises en temps réel vers l'unité centrale VAX. Le pas de temps de scrutation est de 10 secondes. 13 pluviographes sont reliés à ce système, dans un avenir proche, tous les pluviographes devraient être ainsi raccordés.

- Un système de stockage sur mémoire statique de type CR2M installé sur le site d'implantation des pluviographes. Le pas de temps de scrutation est de la minute. Le contrôle de l'heure des CR2M est effectué au cours de la visite hebdomadaire. Chaque

CR2M est équipé d'un modem qui permet une interrogation à distance et un rapatriement fréquent de l'information vers le poste central.

Ce double système d'acquisition des données pluviométriques (Fig.A.IV.5) permet, d'une part d'éviter toute perte d'informations occasionnée par une défaillance du système de télétransmission et, d'autre part d'aider à la critique et à la validation de ces données en offrant un outil de comparaison entre les données VAX et les données CR2M.

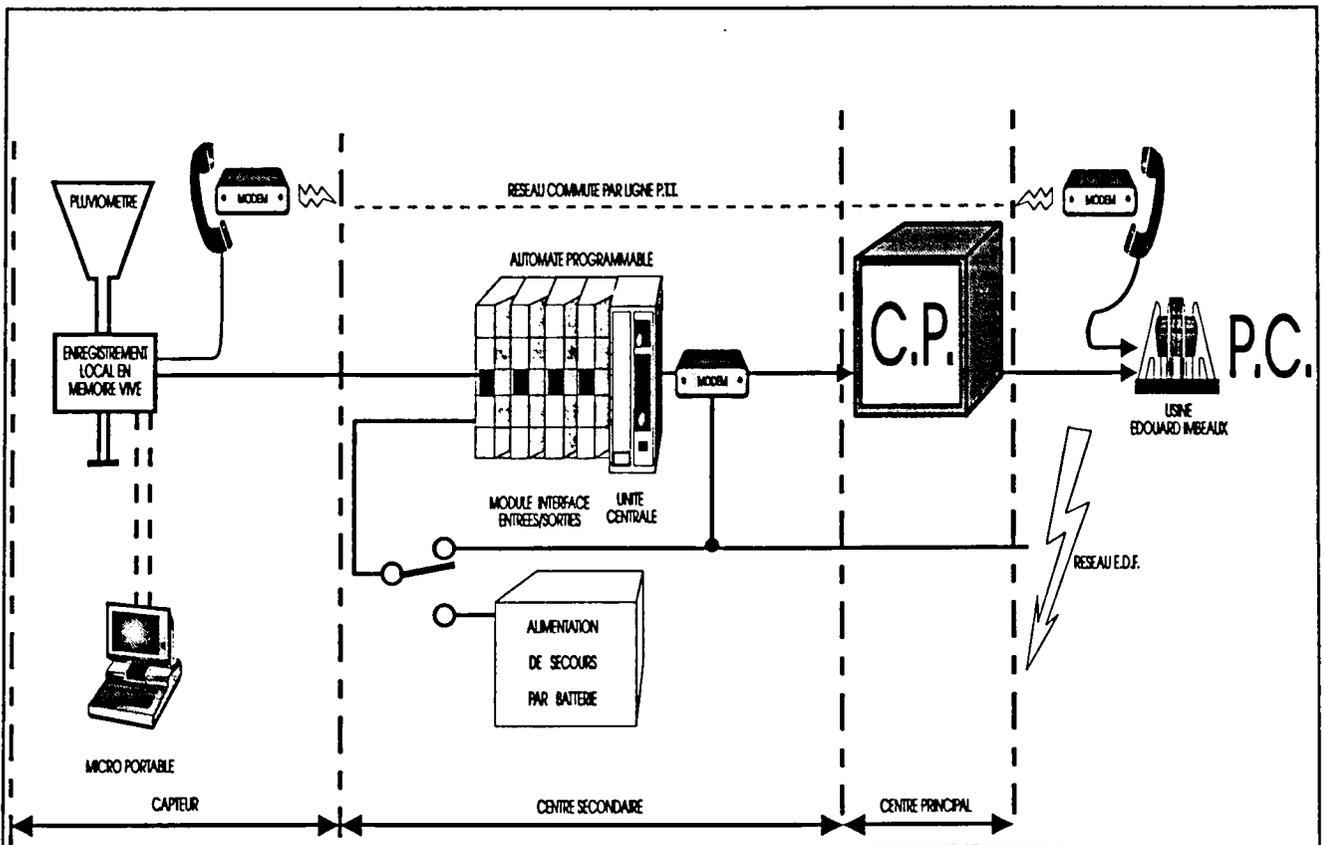


Fig.A.IV.5 : Schéma de transmission des données pluviométriques

### A.IV.3 Le suivi métrologique

L'acquisition des données pluviométriques et la gestion d'un réseau de pluviographes nécessite un personnel qualifié et un matériel coûteux (capteurs, télétransmission, traitement, etc.). Ceci correspond à des dotations budgétaires importantes aussi bien en investissement qu'en fonctionnement. Un gros effort de suivi de ce réseau de mesure a été entrepris par les services Informatique et Métrologique du D.A.N.

### **A.IV.3.1 Etalonnage des pluviographes**

Un banc d'étalonnage a été mis au point par le service métrologie du D.A.N. Il permet de tarer rigoureusement les augets pour une intensité donnée tout en connaissant le comportement de l'appareil pour différentes intensités. Les résultats obtenus ont pour but d'établir une courbe d'étalonnage des mécanismes implantés sur site ce qui permet le suivi dans le temps de chaque pluviographe mais aussi une comparaison rigoureuse du comportement des différents pluviographes du réseau.

Le principe de fonctionnement de ce banc d'étalonnage est le suivant:

Tous les pluviographes sont réglés à 50 basculements pour une intensité de pluie moyenne de 90 mm/h en se fixant sur une masse d'eau identique recueillie pour tous les essais (1000 g). Le débit maintenu constant correspond à 1,5 mm, soit près de 8 basculements, en une minute; cette intensité caractérise une pluie plutôt forte mais ce type d'averse représente le champ d'investigation du réseau installé. Le temps de l'essai est chronométré. Des étalonnages peuvent être effectués sous des intensités allant de 0.54 à 2 mm/mn par sélection des buses calibrées appropriées. Après avoir choisi une buse calibrée (donc un débit), relié l'ampoule à mercure du pluviographe au compteur d'impulsions et assuré le niveau constant de la réserve d'eau, le système est mis en route. Le temps et le nombre d'impulsions sont comptabilisés, l'essai s'arrêtant après 50 basculements. L'eau écoulée pendant l'opération est recueillie dans une éprouvette. Ce volume d'eau est ensuite pesé et une corrélation est établie entre ce volume et le nombre de basculements recueillis lors de l'opération. La manipulation et les réglages sur les pluviographes seront répétés jusqu'à obtenir pour un débit de 1.5 mm/mn, 50 basculements et pour les autres débits, 50 plus ou moins un basculement. Compte tenu de sa durée (1 à 2 jours) et de la précision requise, cette manipulation ne peut se faire qu'en laboratoire. Lors de la mise en place sur le terrain du mécanisme du pluviographe ainsi étalonné une vérification est faite sur le débit de référence (essai à la bouteille) afin de s'assurer que le réglage du pluviographe n'a pas été altéré durant le transport.

Un étalonnage rigoureux est effectué avant la mise en service du pluviographe, ensuite une fois tout les six mois, et à chaque fois que des anomalies de mesures sont constatées.

### **A.IV.3.2 La maintenance hebdomadaire**

Une visite hebdomadaire sur les sites d'implantation des pluviographes est assurée par le service de métrologie. Elle consiste à:

- vérifier les liaisons électriques transducteur-enregistreur.

- enlever la crépine du trou d'écoulement du cône de réception afin de vérifier que rien n'obstrue l'orifice particulièrement étroit du capteur. En effet, une cause majeure de dysfonctionnement des pluviographes réside dans l'obstruction de ce conduit; l'eau s'accumule alors dans le cône et s'évapore ou bien s'écoule à un rythme très lent qui fausse totalement l'estimation de l'intensité pluvieuse.

- vérifier l'étalonnage en plaçant un bouchon calibré de contrôle dans l'embout d'écoulement correspondant à environ un millimètre de précipitation par minute. Grâce à ce dispositif, en vidant le plus rapidement possible le contenu d'eau d'une bouteille de 100 cl, on devrait obtenir 50 basculements d'augets.

#### **A.IV.4 La constitution de la banque de données pluviométriques**

Entre la pluie enregistrée par un pluviographe et la constitution d'une base de données qui soit exploitable pour répondre aux besoins des gestionnaires de l'eau en milieu urbain s'insère toute une série d'opérations de critique, validation et mise en forme de ces données. Ces opérations ont pour but de disposer d'une information pluviométrique fiable et rapidement utilisable.

L'ensemble de ces opérations est représenté sur la figure (Fig.A.IV.4)

##### **A.IV.4.1 La critique métrologique**

Au cours de la visite hebdomadaire de maintenance sur le site d'implantation des pluviographes, le technicien de maintenance note toutes les anomalies de fonctionnement constatées sur place (pluviographe bouché, défaut enregistreur, problème d'horloge, etc.), ainsi que toutes les manipulations qu'il a pu faire (essais, étalonnages, etc.). Toutes ces informations sont ensuite transmises au responsable de la validation.

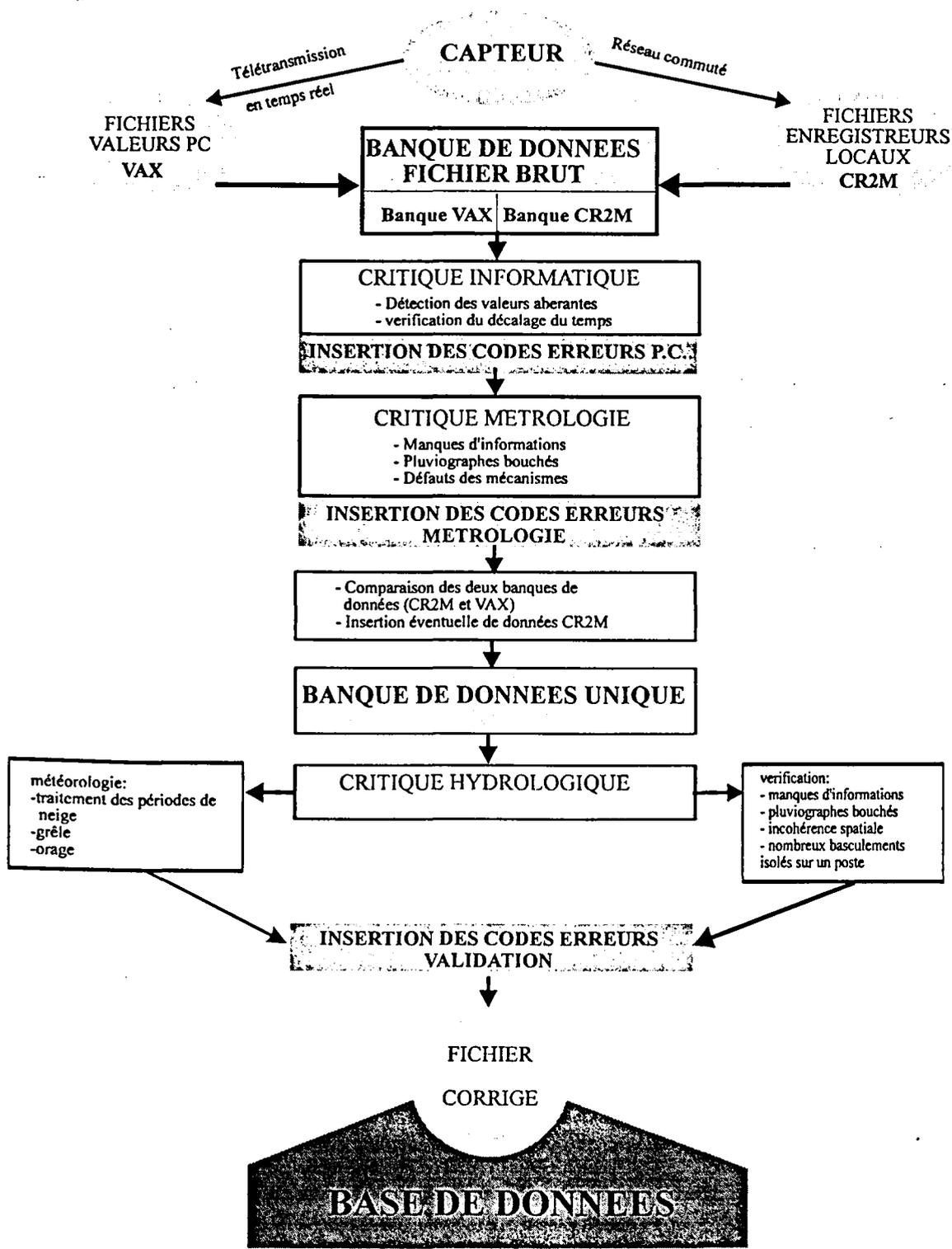


Fig.A.IV.4: Schéma de remplissage de la base de données

#### A.IV.4.2 La critique informatique

Les informations CR2M sont transférées sur le ordinateur central selon un système rendant cohérentes les deux sources d'information. Un logiciel permet de contrôler l'écart de temps existant entre les enregistrements télétransmis en temps réel (VAX) et les enregistrements CR2M. Cet écart résulte d'une éventuelle dérive dans le temps de l'horloge du CR2M. L'heure de référence est celle du système central lui-même réglé sur l'horloge parlante.

La (Fig.A.IV.6) illustre les différences de datations des impulsions par les deux systèmes d'enregistrement. Les enregistrements VAX se faisant au pas de temps de 10 secondes, celles du CR2M au pas de temps de la minute, l'écart entre les deux enregistrements ( $E_d$ ) peut varier donc entre 0 et 50 secondes. Au moment de la maintenance hebdomadaire, l'heure affichée par le CR2M ( $T_c$ ) peut être différente de celle du VAX ( $T_v$ ) qui sert de référence; à cet écart ( $E_h$ ), s'ajoute un temps ( $E_t$ ) dû aux délais de transmissions. L'écart entre les deux dates d'archivage est donc:  $E = E_d + E_h + E_t$ .

L'impulsion sera datée par le VAX à  $t+10s$  et par le CR2M à  $t+2'$ .

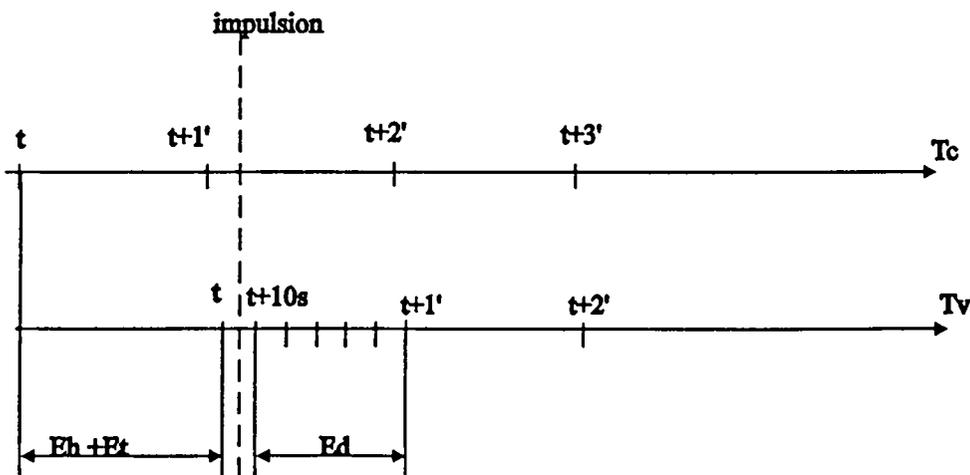


Fig.A.IV.6 : Différence de datation des enregistrements entre les deux systèmes d'acquisition des données.

Un logiciel de contrôle calcule pour chaque pluviographe et pour chaque transfert, les écarts maxi, mini et moyens entre les dates VAX et CR2M et effectue la moyenne et l'écart type entre tous les écarts du transfert et du pluviographe.

Sur le fichier VAX télétransmis en temps réel apparaissent quelques points aberrants qui sont dus à un parasitage de l'information. Un logiciel permet la détection de ces erreurs. Ces erreurs se présentent sous la forme d'un grand nombre de basculements pendant un très court laps de temps alors que la pluie était totalement absente ou modérée sur l'ensemble des

autres pluviographes. A l'issue de ce premier contrôle, un code erreur "F" (faux) ou "D" (douteux) est affecté aux données avec un caractère explicatif (t: retard de télétransmission; p: parasitage de l'information). Les seuils utilisés pour l'identification de ces points aberrants sont récapitulés pour les deux types d'enregistrement dans le tableau suivant:

temps de scrutation	Nombre de basculement	dixième de millimètre	Code erreur (D: douteux; F: faux)
10 s	> 3 basc	6	D
10 s	> 4 basc	8	F
60 s	> 23 basc	46	D
60s	> 29 basc	58	F

Tab.A.IV.2 : Seuil des codes erreurs pour la validation informatique

### Exemple des résultats de la validation informatique:

CONTROLE FICHER : PLUVIO JARDIN BOTANIQUE

TRANSFERT DU 03/01/94 A 00H00 AU 10/01/94 A 09H45

Total de basculements cr2m : 203  
Total de basculements vax : 203

----- PERIODE DU 06/01/94 A 11H48 AU 06/01/94 A 16H22 ----

Nombre de basculements compares : 12  
Delta temps mini : -3 s Difference entre delta : 45 s  
Delta temps maxi : 42 s  
Delta temps moyen : 27 s

----- PERIODE DU 06/01/94 A 16H40 AU 06/01/94 A 23H27 ----

Nombre de basculements compares : 42  
Delta temps mini : -20 s Difference entre delta : 1 mn 3 s  
Delta temps maxi : 43 s  
Delta temps moyen : 10 s ANOMALIE difference > 1 mn

----- PERIODE DU 06/01/94 A 23H51 AU 07/01/94 A 02H10 ----

Nombre de basculements compares : 20  
Delta temps mini : 15 s Difference entre delta : 1 mn 23 s  
Delta temps maxi : 1 mn 38 s  
Delta temps moyen : 58 s ANOMALIE difference > 1 mn

----- PERIODE DU 07/01/94 A 02H30 AU 07/01/94 A 16H25 ----

Nombre de basculements compares : 21  
Delta temps mini : 40 s Difference entre delta : 1 mn 2 s  
Delta temps maxi : 1 mn 42 s  
Delta temps moyen : 1 mn 9 s ANOMALIE difference > 1 mn

===== RESULTAT DE FIN DE TRANSFERT =====

Nombre de periodes analysees : 12  
Moyenne des Delta temps : 16 s  
Ecart type des Delta : 28 s

### A.IV.4.3 La critique hydrologique

La critique hydrologique assure la validation finale des données. Cette opération débouche sur la constitution de la base de données pluviométriques. Elle s'appuie sur des outils mis au point par le service informatique (comparaison horaire et journalière entre les différents postes de mesure, superposition des hyétogrammes, visualisation graphique des données, comparaison des résultats des deux systèmes d'acquisition: VAX et CR2M, etc.). Dans le cas d'un problème de transmission des données VAX, une procédure d'incertion des données CR2M dans la banque de données VAX est possible.

Intervient ensuite la phase de validation hydrologique proprement dite, qui consiste, après examen attentif de la cohérence des données enregistrées, ainsi que l'ensemble des informations sur la qualité de ces données récolté par les services informatique et métrologique, à les valider ou insérer des codes erreurs: douteux ou faux. Cette phase de la validation est assurée par un opérateur qualifié. En effet, tous les logiciels de critique élaborés peuvent servir d'outil mais ne peuvent remplacer une appréciation qui peut faire appel à des causes nombreuses et variées tant métrologiques que météorologiques. Une des tâches les plus délicates étant l'appréciation d'une valeur apparemment aberrante, enregistrée sur un seul poste; ces valeurs sont elles des "fausses pluies" ou une manifestation pluvieuse très localisée. De même l'absence de la pluie sur un poste est-elle réellement la limite géographique d'une averse ou le signe d'un dysfonctionnement de l'appareil? Les données météorologiques de la station Nancy-Tomblaine peuvent être d'une grande utilité au cours de cette dernière phase de validation, surtout quant il s'agit de valider des manifestations pluvieuses très localisées, ou de donner des informations sur la nature des précipitations (neige, grêle, pluie, etc.).

A l'issue de cette longue chaîne de critique et de validation, les données pluviométriques sont stockées dans la banque de données avec une information sur leur qualité sous forme de code erreur (F: faux ; D : douteux). A ces codes erreurs sont associés des codes d'explications.

**- codes associés à faux "F"**

- C : ne pas tenir compte des valeurs suite à critique.
- M : anomalie mécanique.
- B : Pluviographe bouché.

**- codes associés à douteux "D"**

- C : valeurs douteuses suite à critique.
- B : valeurs douteuses: pluviographe légèrement bouché.
- N : neige.
- G : Grêle.

Le caractère douteux ou faux des données est laissé à l'appréciation du responsable de la validation. En effet, il est souvent difficile de déterminer les limites entre le faux et le douteux ainsi qu'entre le douteux et le bon. Cependant, en règle générale, les valeurs douteuses peuvent être utilisées pour l'étude des cumuls sur une période au moins égale à la durée totale de l'épisode pluvieux. Leur utilisation pour l'étude de l'évolution spatiale et temporelle des intensités pluvieuses à des faibles pas de temps est fortement déconseillée.

#### A.IV.5 Bilan de la validation des données pluviométriques de Nancy

Nous avons effectué le bilan de la critique et de la validation des données pluviométriques de la banque de données de l'agglomération nancéienne de 1986 à 1993. Ce bilan concerne le recensement des erreurs sur cette période leur classification par type d'erreur et la détermination d'un taux de dysfonctionnement pour chaque poste de mesure. Cette démarche pose un problème méthodologique. Faut-il ne considérer le dysfonctionnement du pluviographe qu'au cours de chaque période pluvieuse ou faut-il relever l'ensemble des séquences pendant lesquelles le pluviographe a été mis hors service, y compris les périodes de temps sec ? Nous avons choisi cette deuxième option dans la mesure où les longues séquences de panne représentent un risque pour le bon fonctionnement du réseau, même si, par chance, cette période coïncide avec une séquence sèche.

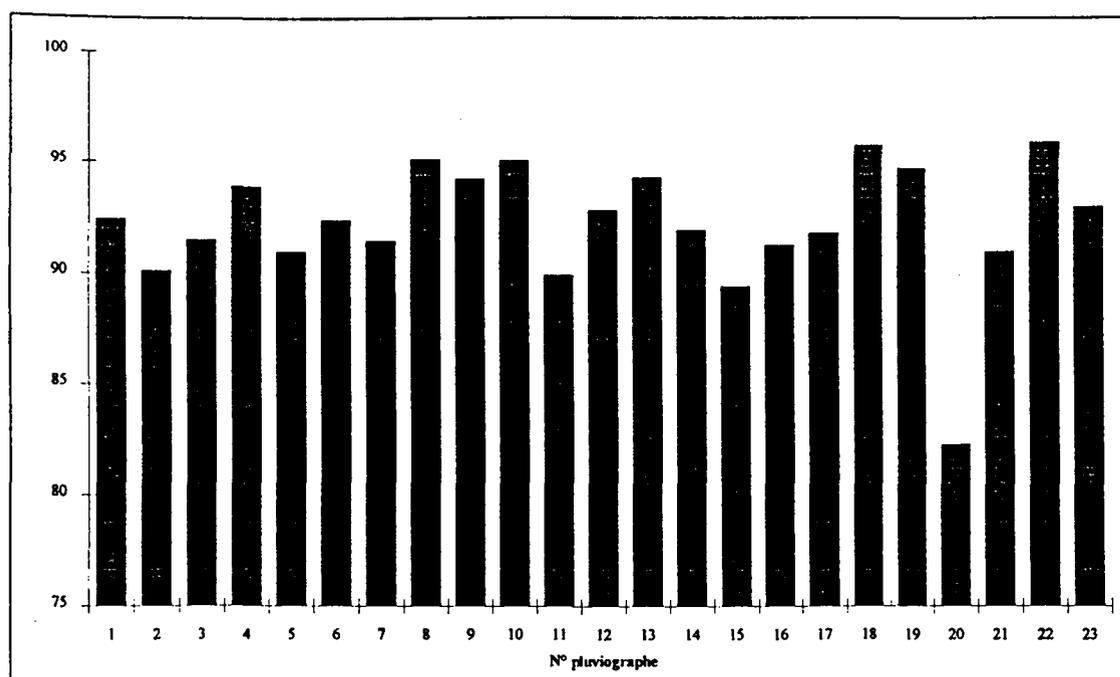


Fig.A.IV.7 : Taux de bon fonctionnement par pluviographe

Sur la figure (Fig.A.IV.7), nous avons rapporté les taux de bon fonctionnement de chaque pluviographe en (%) par rapport à la durée totale de la période considérée. Ce taux est en moyenne de 92%. Il est dans tous les cas supérieur à 90% à l'exception du pluviographe

N°20 (Fleville) et ceci en raison de travaux qui ont duré quelques mois sur le site de ce pluviographe.

N°PL	POSTE	DB (%)	D (%)	FB (%)	MI (%)	F (%)
1	JARDIN BOTANIQUE	0,16	0,82	2,27	4,22	0,01
2	CENTRE TECHNIQUE	0,25	0,48	4,35	1,45	0,00
3	FOCH HARDEVAL	0,78	0,28	2,59	3,97	0,17
4	LA FALLEE	0,16	0,91	2,55	2,04	0,00
5	LA JUSTICE	0,45	0,72	2,28	3,89	0,78
6	HAUT DU LIEVRE	0,16	0,79	1,20	4,11	0,00
7	LANEUVEVILLE	0,51	0,65	3,73	2,60	0,03
8	SEICHAMPS	0,51	0,50	0,26	3,42	0,00
9	HEILLECOURT	1,29	0,81	2,53	0,89	0,03
10	HAUT DES RONCES	0,40	0,74	0,83	2,10	0,00
11	MAXEVILLE	0,00	0,37	2,59	4,38	0,32
12	AIGUILLETES	0,96	0,50	2,32	3,07	0,03
13	CLAIRLIEU	0,00	0,32	0,73	3,55	0,16
14	MAREVILLE	0,36	0,84	1,51	4,45	0,00
15	SAPINIERE	0,54	0,90	1,80	5,69	0,00
16	CHEVRE	0,07	0,41	4,06	4,06	0,00
17	PEPINIERE	0,00	1,17	4,70	2,16	0,05
18	PREVILLE	0,00	0,93	0,21	1,97	0,53
19	ALBERTIN	0,00	1,25	2,08	1,22	0,15
20	FLEVILLE	0,00	0,62	0,46	15,12*	0,06
21	MESSEIN	0,00	1,09	2,37	5,45	0,06
22	HOTEL DISTRICAL	0,00	1,07	0,72	2,29	0,00
23	LABO DES PONTS	0,56	0,60	0,93	3,89	0,00
<b>Moyenne :</b>		<b>0,31</b>	<b>0,73</b>	<b>2,05</b>	<b>3,22</b>	<b>0,10</b>

Tab.A.IV.3 : bilan de la validation pour chaque pluviographe et chaque type d'erreur

DB : douteux bouché.

D : douteux autre que bouché.

FB : faux bouché.

F : faux autre que bouché.

MI : manque d'information.

Le détail des dysfonctionnements concernant les codes erreurs les plus utilisés recensés pendant cette longue période sont représentés dans le tableau (Tab.A.IV.3). On remarque qu'en moyenne ce sont les codes erreurs: manque d'information et pluviographe bouché qui arrivent en tête avec 3.22% pour le code (MI) et 2.36% pour le code (FB et DB).

## A.V TRAITEMENT DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES

La pluie est un phénomène discontinu, complexe, très variable dans le temps et dans l'espace à l'échelle qui intéresse l'hydrologie urbaine. L'exploitation des données pluviométriques en milieu urbain dépend des données disponibles c'est à dire de l'appareillage utilisé, de sa répartition géographique, et des modes d'acquisition et d'archivage de ces données. Elle est aussi fonction des modèles de transformation de la pluie en débit.

### A.V.1 Dépouillement des séries pluviométriques

Le dépouillement d'une série de mesures pluviométriques doit répondre à un objectif bien précis. En effet, si la conception d'un déversoir d'orage ou le dimensionnement d'un bassin de rétention nécessitent la connaissance de la fréquences des pluies extrêmes sur des pas de temps très courts de l'ordre de quelques minutes, la hauteur de la pluie annuelle est largement suffisante pour étudier l'alimentation d'une nappe phréatique. Pour l'exploitation des données pluviométriques en milieu urbain ce sont les hauteurs des pluies extrêmes à des faibles pas de temps qui sont les plus utilisées.

#### A.V.1.1 L'intensité moyenne maximale

L'analyse de l'intensité moyenne maximale de la pluie à une station (pluie ponctuelle) a fait l'objet de nombreux travaux, surtout quand il s'agit d'étudier les courtes pluies orageuses qui conditionnent le dimensionnement des ouvrages d'assainissement. Pour une durée  $\Delta t$  prise en compte au cours d'un événement pluvieux, le rapport  $I = \Delta h / \Delta t$  de la hauteur de la pluie recueillie  $\Delta h$  à cette durée est une fonction de  $\Delta t$  dont la valeur diminue lorsque  $\Delta t$  augmente. A égalité d'intensité, les pluies qui occasionnent le débit maximum en un point du réseau d'écoulement sont celles dont la durée des précipitations est au moins égale au temps nécessaire à l'eau pour s'écouler depuis l'élément hydrologiquement le plus éloigné (en amont) du bassin versant en cause jusqu'au point considéré. Ce temps est appelé temps de concentration du bassin ; il peut varier de quelques minutes à une ou deux heures suivant l'étendue et la topographie du bassin. En partant de cette notion de temps de concentration, le débit maximum à l'exutoire est obtenu pour une intensité maximale qui a une durée égale à ce temps. Ce concept de temps de concentration est à la base de nombreux modèles d'estimation de la valeur du débit maximum. Il est donc indispensable pour toute étude hydrologique de connaître l'intensité moyenne maximale correspondant à un intervalle de temps  $\Delta t$  égal au temps de concentration des différents points du réseau, et qui sera atteinte ou dépassée une fois en 5, 10, 20 ans...

### A.V.1.2 Les courbes intensité-durée-fréquence

A partir d'une série de mesures pluviométriques sur un poste donné, pendant une période dépassant généralement dix ans, on étudie l'intensité moyenne maximale des pluies observées sur des durées fixes. En utilisant des techniques d'analyses statistiques on peut classer pour chaque durée les intensités moyennes maximales en fonction de leur fréquence d'apparition. Ce classement permet de construire une famille de courbe intensité-durée-fréquence qui pour une durée donnée  $\Delta t$  et une fréquence  $F$ , donne la valeur de l'intensité moyenne maximale relative à  $\Delta t$  et à  $F$ .

Les méthodes de dépouillements des séries pluviométriques peuvent être regroupées en deux catégories:

- La première consiste à considérer l'ensemble de la période d'étude (5, 10, 20 ans ...) et à déterminer la pluie maximale d'une durée donnée fixée à l'avance (1, 2, 3 heures...) sur l'ensemble de la série de mesures indépendamment de la durée réelle de chaque événement pluvieux, ce qui correspond à découper toute la période d'étude en épisodes d'une durée fixe égale à la durée considérée. Pour se faire on adopte généralement les trois définitions suivantes de la pluie :

- 1 - pluie de durée fixe, d'origine variable, pluie continue ou discontinue;
- 2 - pluie de durée fixe, d'origine variable, pluie continue;
- 3 - pluie de durée fixe, d'origine fixe, pluie continue ou discontinue.

Ces définitions de la pluie sont purement statistiques. Une fois ce découpage effectué, il reste à choisir la variable aléatoire à utiliser. Il existe généralement trois définitions possibles :

- valeurs maximales mensuelles, saisonnières ou annuelles;
- N plus grandes valeurs en N mois (ou N saisons ou N années);
- toutes les valeurs indépendantes supérieures à un seuil donné.

La première définition conduit à une sous-estimation de la pluie par rapport au deux autres définitions.

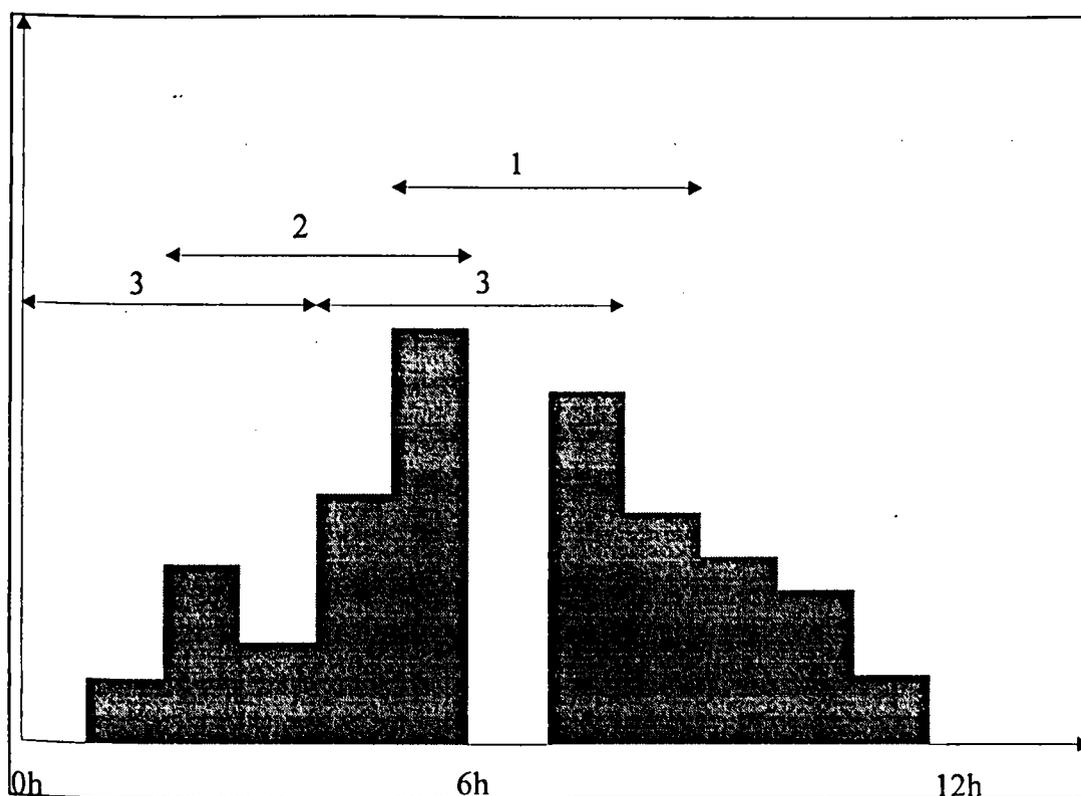


Fig.A.V.1 : Exemple de la pluie de 4 heures pour les trois définitions.

- La seconde catégorie consiste à donner une définition climatologique de l'événement pluvieux et sélectionner les événements ainsi définis sur l'ensemble de la période d'étude puis déterminer, pour chaque événement, les valeurs de l'intensité maximale à différents pas de temps. Ainsi la durée de l'événement n'est pas fixée à l'avance et les valeurs extrêmes ne sont pas déterminées par rapport à une fréquence mensuelle, annuelle, ou par rapport à un seuil donné mais pour chaque pluie. Cette démarche est mieux adaptée pour les faibles pas de temps et pour les courtes séries de mesures. Elle permet d'une part de lier les valeurs extrêmes ainsi déterminées à une définition climatologique de l'événement pluvieux en fonction de l'objectif poursuivi. D'autre part elle permet de prendre en compte des valeurs extrêmes par événement, même si elles appartiennent toutes au même mois, ou à la même année.

## A.V.2 Modélisation des précipitations ponctuelles

Les mesures pluviométriques adaptées aux exigences de l'hydrologie urbaine (densité des réseaux, pas de temps d'intégration, etc.), permettant une vraie connaissance du phénomène, sont encore très rares et les séries de mesures dépassent rarement dix ans. Ainsi, pendant très longtemps et jusqu'à ces dernières années, l'intégration de l'information pluviométrique locale dans le schéma général de l'assainissement pluvial était réalisée par l'intermédiaire d'une modélisation souvent très simplificatrice.

La modélisation de la pluie a évolué au fil des ans en fonction des besoins formulés par les gestionnaires de l'eau en milieu urbain et des données disponibles. On a toujours cherché à extraire, à partir des séries ponctuelles, les éléments supposés caractéristiques de la pluviométrie locale, susceptibles d'interpréter les comportements des unités hydrologiques.

La modélisation de la pluviométrie en un point  $j$  d'une surface donnée vise à caractériser la pluie en ce point. Cette caractérisation peut être étendue à une zone plus ou moins grande autour du point  $j$ . Cette zone détermine la surface d'influence de la mesure ponctuelle, elle dépend essentiellement de l'hétérogénéité du phénomène des précipitations.

Les modèles utilisés pour caractériser la pluviométrie sont multiples et très variés, ils sont de type déterministe, probabiliste ou conceptuel. Une classification de ces modèles en fonction de leurs mode d'élaboration a été donnée par M.Desborde, (1987). Nous opérons ici une classification suivant le type d'approche utilisé, nous essayerons de dégager comment ces types d'approche ont évolué en fonction des besoins de l'hydrologie urbaine et des données disponibles.

#### **A.V.2.1 Approche de type rationnel**

En hydrologie urbaine les courbes intensité-durée-fréquence ont été jusqu'aux années soixantes les seuls modèles d'intégration des caractéristiques de la pluviométrie locale dans les modèles de calcul des débits de pointes. En effet, à cette époque, en raison de la faible extension des agglomérations urbaines et du surdimensionnement des organes d'évacuation des eaux pluviales, les problèmes d'inondation ou de débordements étaient presque inexistantes et la gestion de l'eau pluviale en milieu urbain se limitait à l'estimation du seul débit maximal à l'exutoire du bassin versant rattaché à une période de retour. Ainsi les modèles de calcul des pointes de débit représentent la pluie par la seule valeur de l'intensité moyenne maximale mesurable à partir des courbes intensité-durée-fréquence. C'est le développement des modèle de type rationnel avec le modèle de Caquot particulièrement utilisé en France.

Ces modèles sont issus de la méthode rationnelle américaine qui s'écrit sous la forme:

$$Q_p(T) = C \cdot i(t_c, T) \cdot A$$

avec:

$Q_p(T)$  : débit de pointe

$C$  : coefficient de ruissellement.

$i(tc,T)$  : intensité moyenne maximale pour la durée ( $tc$ ) et la période de retour ( $T$ ).

$A$  : surface du bassin versant.

$tc$  : temps de concentration du bassin versant.

$T$  : période de récurrence.

Le modèle de Caquot particulièrement étudié par Desborde (1987) ne nécessite, pour sa mise en oeuvre, que la connaissance de l'intensité moyenne maximale sur une durée caractéristique ( $tc$ ) du bassin versant appelé temps de concentration et pour une période de récurrence ( $T$ ) qui est généralement supérieur à 10 ans.

La valeur  $i(tc,T)$  est directement tirée des courbes intensité-durée-fréquence.

En France, jusqu'à la fin des années soixante-dix, le dimensionnement des réseaux d'assainissement a toujours été lié à l'intensité moyenne maximale de la pluie et à sa période de retour. Cette approche a été reprise par la circulaire interministérielle de juin 1977 relative au calcul des débits d'eau pluviale. La France a été divisée en trois zones géographiques. A chaque zone est attribuée une intensité pour une fréquence donnée.

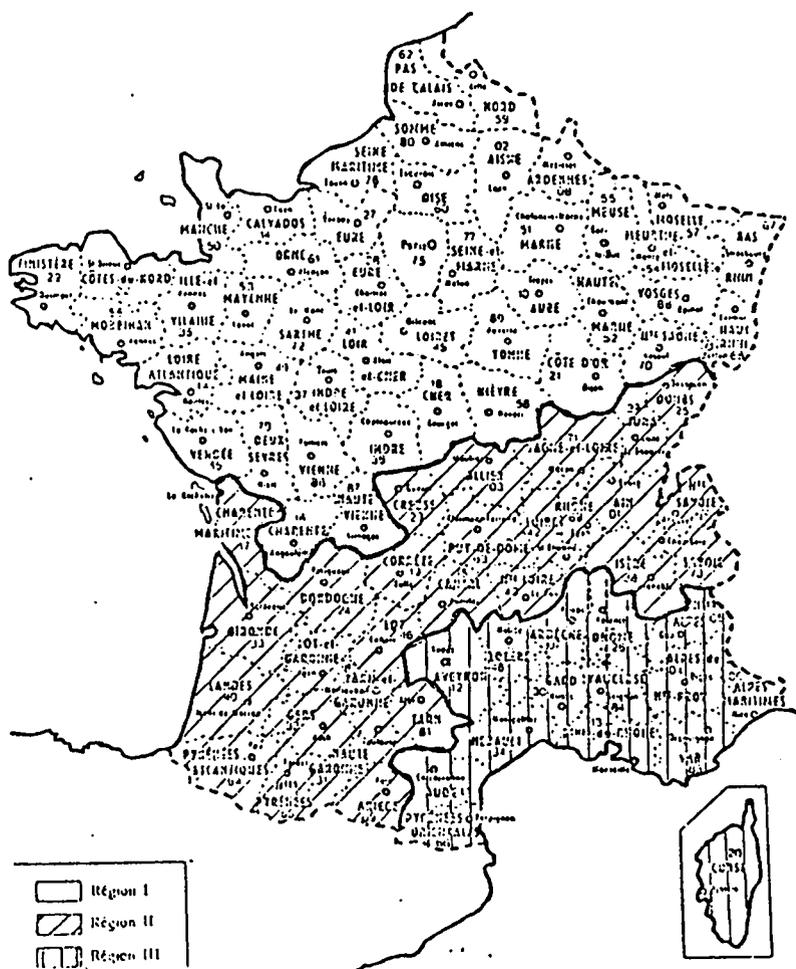


Fig.A.V.2 : Découpage des trois zones de l'intensité décennale sur la France

Période de retour	Région I	Région II	Région III
10 ans	32 (mm/h)	43 (mm/h)	61 (mm/h)
5 ans	25 (mm/h)	32 (mm/h)	44 (mm/h)
2 ans	18 (mm/h)	22 (mm/h)	33 (mm/h)
1 an	14 (mm/h)	17 (mm/h)	26 (mm/h)

Tab. A.V.1. Intensité moyenne maximale horaire pour chaque région et pour différentes périodes de retour

Ce découpage ne prend en compte que les variations à très grande échelle de la répartition des fortes intensités sur la France. Il est donc très contestable de l'utiliser, surtout quand il s'agit de calculer des débits en milieu urbain où, à l'hétérogénéité générale du phénomène des précipitations, s'ajoute l'influence d'autres facteurs comme l'effet de l'îlot de chaleur de la ville, le degré d'imperméabilisation du sol, les conditions énergétiques locales, etc...

Les estimations de l'intensité décennale, souvent utilisée comme caractéristique de la pluie locale, sont obtenues à partir d'analyses statistiques des séries de mesures ponctuelles disponibles. La précision de ces estimations est liée à la qualité des mesures, aux appareils utilisés et à leur mode d'archivage. Le plus souvent ces séries de mesures ne sont pas adaptées à l'étude de la pluie à des faibles pas de temps en milieu urbain. En effet, le plus souvent les longues séries sont obtenues à partir de postes installés sur des aéroports, donc non représentatifs du milieu urbain.

### A.V.2.2 Approche "pluie de projet"

Depuis 1970, l'assainissement doit faire face à de nouveaux problèmes liés au développement incessant des villes et à l'insuffisance des réseaux existants. La formule de Caquot devient inopérante vis-à-vis des ces nouveaux problèmes. En effet, l'intensité moyenne maximale est insuffisante pour caractériser la pluie et si l'on veut par exemple dimensionner un bassin de rétention ou faire un diagnostic de réseaux complexe; il faudrait au moins disposer d'un hyétoGramme (intensité en fonction du temps) complet qui soit représentatif de l'ensemble de la pluviométrie pour l'objectif poursuivi.

Une première réponse à ces nouveaux besoins fut l'élaboration de pluies de projet. Une pluie de projet est constituée par un hyétoGramme fictif ou parfois réel qui est censé représenter la pluviométrie locale. On lui affecte une période de retour qui est celle d'un ou plusieurs de ses éléments constitutifs (hauteur total précipitée, intensité moyenne maximale, etc.). On admet que la période de retour des caractéristiques du ruissellement (débit maxi, volume, etc.) soit égale à celle de la pluie de projet qui lui a donné naissance.

Le développement du concept de pluie de projet est rendu possible grâce au développement des modèles de ruissellement capables de reproduire la transformation complète d'un hyétogramme en hydrogramme. Cette évolution des modèles de ruissellement, adaptée aux nouveaux besoins des gestionnaires des réseaux d'assainissement, n'a pas été suivie par l'effort nécessaire au niveau de la mesure pluviométrique. Pendant longtemps, les mêmes séries de mesures pluviométriques utilisées pour la détermination des courbes intensité-durée-fréquence, pour les besoins des modèles rationnels, ont été utilisées pour la construction des pluies de projet. Ainsi, la majorité des pluies de projet repose sur une transformation des courbes intensité-durée-fréquence en hyétogrammes.

On peut distinguer dans cette catégorie:

- les pluies de projet synthétiques
- les pluies de projet réelles ou historiques

#### A.V.2.2.1 Pluie de projet synthétique

Il s'agit d'une pluie fictive, définie par un hyétogramme synthétique, statistiquement représentative de la pluie réelle initialement proposée par Keiffer et Chu (1957), puis repris par de nombreux autres chercheurs.

La pluie de projet proposée par Keiffer et Chu se construit à partir des courbes intensité-durée-fréquence. Elle définit le hyétogramme à partir de trois paramètres (Fig.A.V.3):

- la hauteur d'eau précipitée pendant la période intense.
- la hauteur d'eau précipitée avant la période intense.
- la hauteur précipitée après la période intense.

L'idée est simple, elle consiste à définir un hyétogramme de la pluie par deux caractéristiques essentielle de l'événement à savoir le volume d'eau précipitée au cours des différents pas de temps  $\Delta t$ , et la position du maximum.

soit une courbe intensité-durée-fréquence donnée, on a:  $im(t,T) = f(t)$

$im(t,T)$  : l'intensité moyenne maximale

T: période de retour

t: pas de temps.

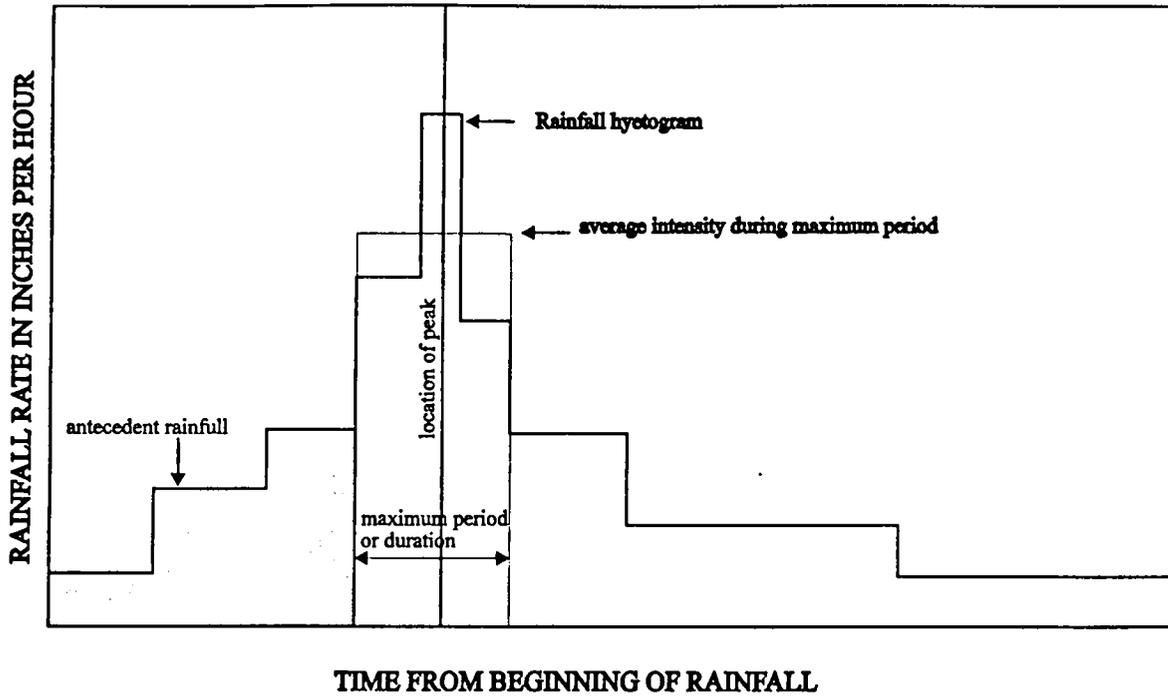


Fig.A.V.3 : les trois principales caractéristiques d'un hyétogramme selon Keiffer-Chu (1957).

Quel que soit le temps ( $t$ ), inférieur à la durée total de la pluie, la hauteur totale d'eau tombée au cours de l'intervalle de temps  $[0,t]$  peut s'écrire:

$$H(t,T) = \int_0^t i(t) dt \quad (\text{A.V.1})$$

dans laquelle  $i(t)$  représente l'intensité de l'hyétogramme cherché.

$$im(t,T) = (\int_0^t i(t) dt)/t \quad (\text{A.V.2})$$

avec  $im(t,T)$  est l'intensité moyenne sur l'intervalle  $[0,t]$

$im(t,T)$  est déterminé à partir des courbes intensité durée fréquence (c'est une fonction de  $t$ ). En remplaçant  $im(t,T)$  par sa valeur suivant la formule d'ajustement des courbes I-D-F utilisée, on obtient une équation en  $i(t)$ , qui nous donne un hyétogramme avec une intensité maximale à  $t=0$  (hyétogramme type avancé).

Keiffer a choisi pour l'ajustement des courbes intensité-durée-fréquence la formule :

$$im(t,T) = a/(t^b + c). \quad \text{où } a, b, c \text{ sont des coefficients connus à partir des courbes intensité-durée-fréquence}$$

Il obtient, en remplaçant  $im(t,T)$  par sa valeur dans l'équation (A.V.2):

$$i(t) = a \cdot [(1-b) \cdot t^b + c] / (t^b + c)^2 \quad (\text{A.V.3})$$

Lorsque le hyétogramme type avancé est construit (Fig.A-V.4), il reste à replacer le pic d'intensité pour obtenir un hyétogramme plus conforme à la réalité du phénomène. pour cela on divise la durée totale de l'événement ( $t_d$ ) en :

$t_b$  : temps précédent le pic.

$t_a$  : temps après le pic.

soit ( $r = t_b / t_d$ ) : le rapport de la durée écoulée entre le début de l'événement et l'apparition du pic à la durée totale d'où:

$$t_b = r \cdot t_d \quad (\text{A.V.4})$$

$$t_a = (1 - r) \cdot t_d \quad (\text{A.V.5})$$

Dans l'équation (A.V.3) en remplace la durée ( $t$ ) par ( $t_d$ ) déterminée à partir de l'équation (A.V.4) pour obtenir la courbe avant le pic, et à partir de l'équation (A.V.5) pour celle après le pic on obtient le hyétogramme (Fig.A-V.5) à partir des deux équations suivants:

avant le pic:  $i(t) = [a \cdot (1 - b) \cdot (t/r)^b + c] / [(t/r)^b + c]^2 \quad (\text{A.V.6})$

après le pic:  $i(t) = [a \cdot (1 - b) \cdot (t / (1 - r))^b + c] / [t / (1 - r))^b + c]^2 \quad (\text{A.V.7})$

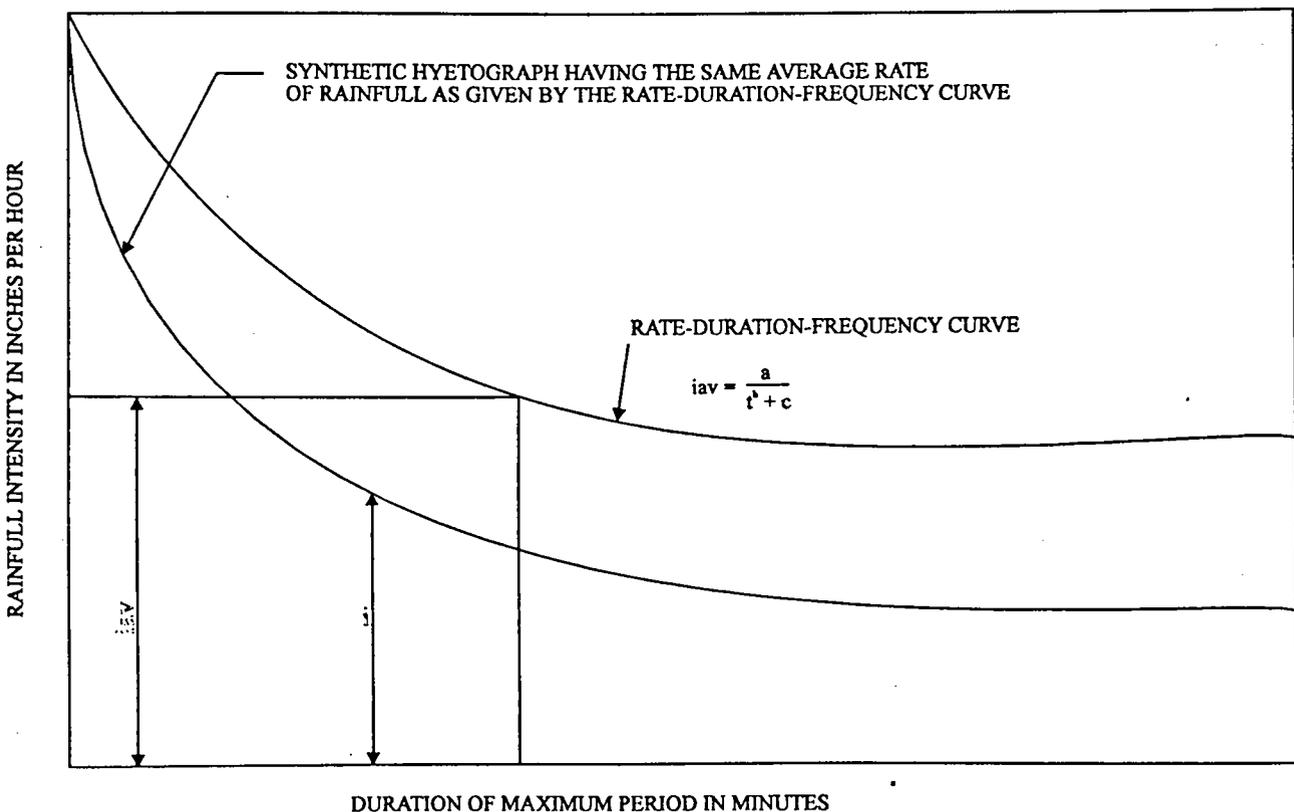


Fig.A.V.4 : Hyétogramme de type avancé d'après Keiffer-Chu (1957)

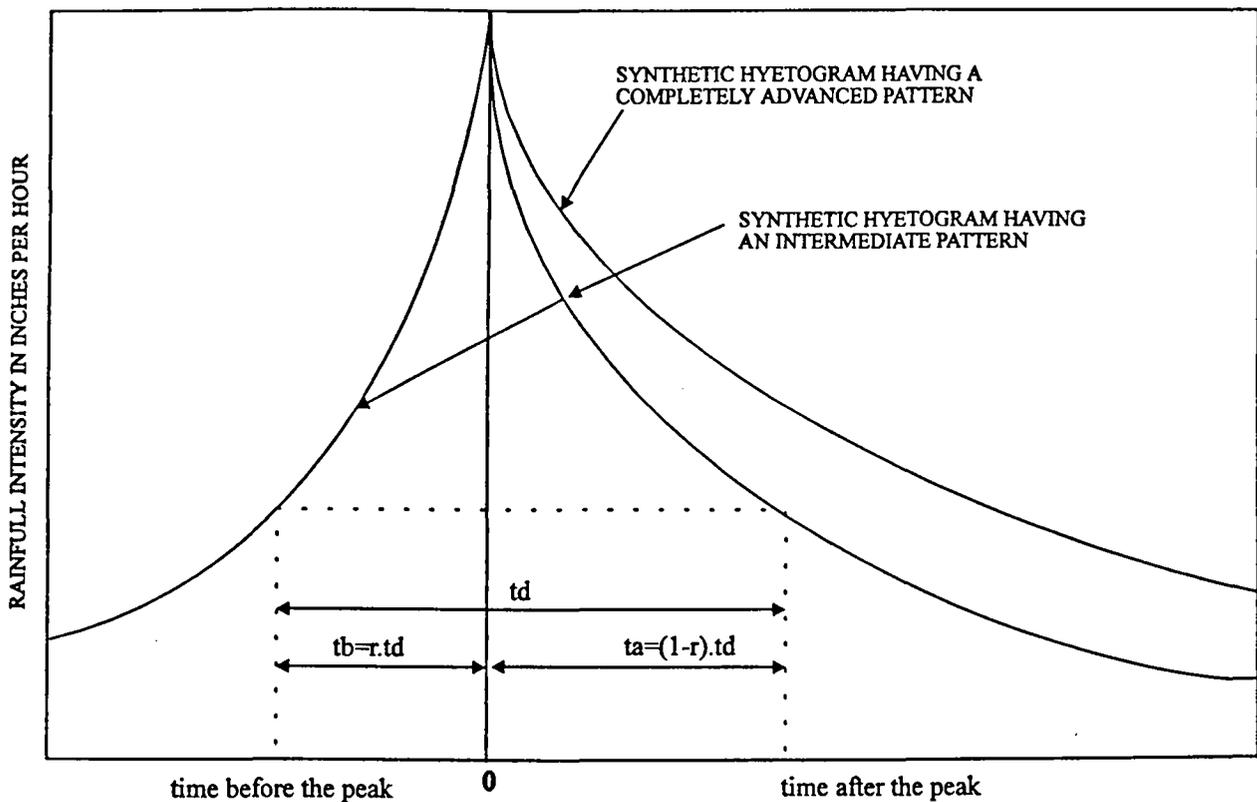


Fig.A.V.5 : Hyétoqramme synthétique de projet Keiffer-Chu (1957).

#### A.V.2.2.2 Pluie de projet Desbordes

Desbordes et al., 1980 ont développé une autre méthode d'élaboration de pluie de projet. Cette méthode repose sur le fait que la forme du hyétoqramme est complètement aléatoire et par conséquent aucune distribution temporelle n'est préférable à une autre. Il est donc préférable de raisonner non pas par rapport à la réalité physique du phénomène mais par rapport aux éléments auxquels le modèle de ruissellement est le plus sensible. Les paramètres les plus sensibles sont jugés les plus significatifs. Il s'agit des paramètres suivants:

- Une durée totale de 4 heures et la hauteur de pluie tombée au cours de cette période.
- La durée de la période intense qui varie de 15 minutes à 1 heure et la hauteur de pluie associé à cette période.
- La position de cette période intense au sein de l'événement pluvieux.

Plusieurs formes de pluies ont été testées, il en résulte que la forme doublement triangulaire simple semble la plus appréciée.

### A.V.2.2.3 Pluie de projet réelle ou historique

La pluie de projet réelle consiste à choisir à partir d'une série historique d'événements pluvieux réellement observés sur le site considéré, un événement exceptionnel qui soit représentatif de la pluviométrie locale pour atteindre un objectif déterminé à l'avance. On admet que la période de retour de cet événement est égale à celle de son intensité moyenne maximale déterminée à partir des courbes intensité-durée-fréquence. La pluie du 18/08/1986 est par exemple considérée comme une pluie de projet, pour la lutte contre les inondations dans l'agglomération nancéienne. Le hyétogramme de cette pluie présente un double pic (Fig.A.V.6) qui pose des problèmes particulièrement aigus de gestion des bassins de rétention qu'il faut vider au plus vite pour faire face à la recrudescence de l'orage.

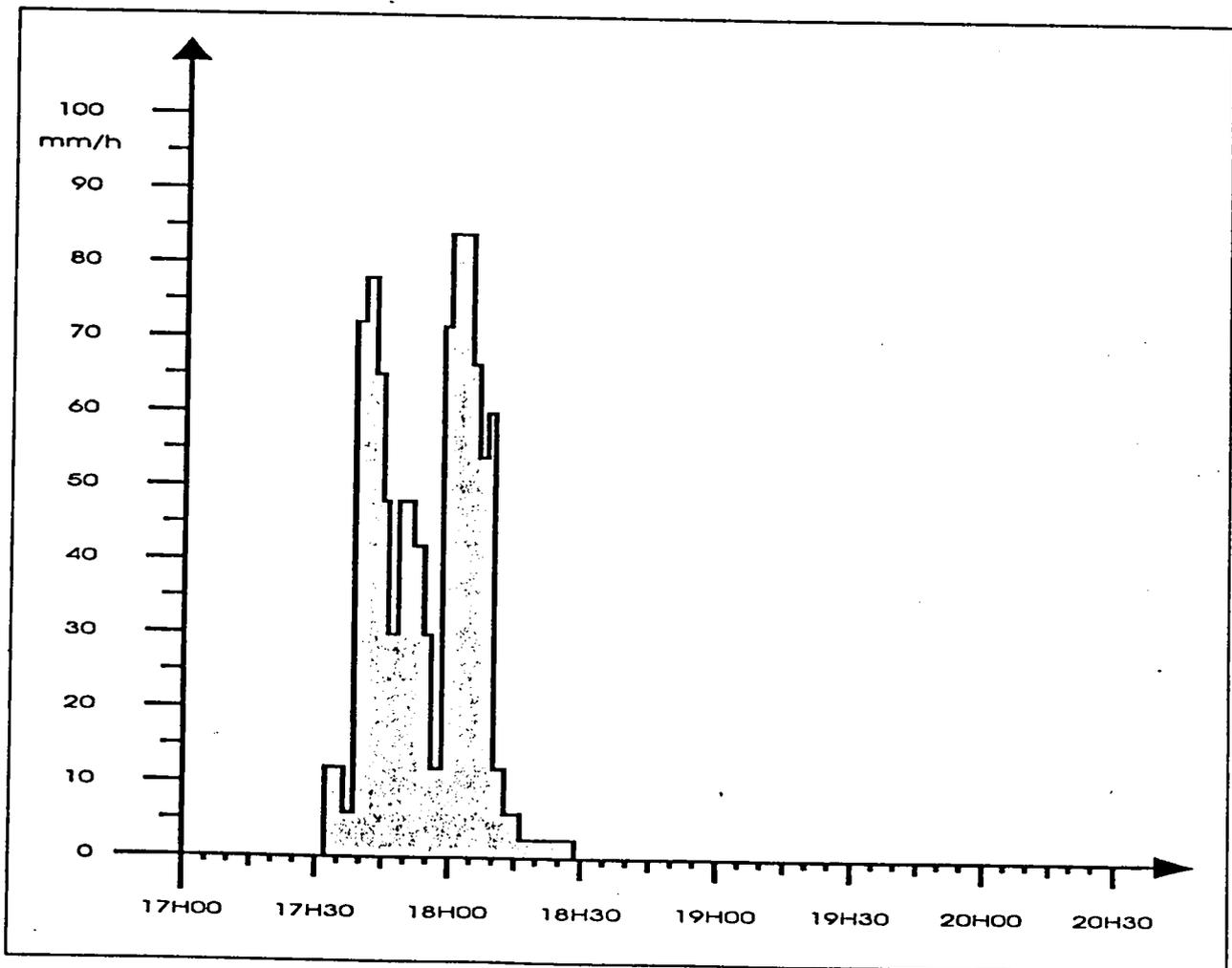


Fig.A.V.6 : Hyétogramme de la pluie du 18/08/1986 à Nancy

## A.VI ETUDE DES FORTES INTENSITES SUR L'AGGLOMERATION NANCEIENNE

L'étude des fortes intensités et de leur répartition spatiale doit être liée à un objectif bien précis. Depuis 1960, plusieurs villes ont subi de fréquentes inondations provoquées par des pluies dites exceptionnelles. Le caractère exceptionnel de la pluie est souvent lié à l'intensité moyenne maximale de cette pluie, relative à une période de retour souvent supérieure ou égale à 10 ans. Les causes principales de ces débordements sont attribuées à l'insuffisance de la capacité d'évacuation des réseaux existants sur lesquels ont souvent été raccordé les exutoires des collecteurs desservant les nouvelles zones urbaines se développant autour du centre ville. Le cas de l'agglomération nancéienne n'échappe pas à ce schéma général. En effet, à partir du début des années soixantes, la construction des grands ensembles urbains à Vandoeuvre et au Haut-du-lièvre à Nancy, ainsi que la réalisation des lotissements sur les pentes du coteau ouest, ont été à l'origine de fréquents dysfonctionnements du réseau ancien.

Dans une étude systématique de tous les dommages répertoriés, au sein de l'agglomération, par la presse au cours des orages recensés à la station météorologique de Nancy-Tomblaine entre 1946 et 1985, I. Roussel (1989) a montré que la chronologie des dégâts subis n'est pas seulement le reflet de l'intensité des orages, mais aussi des conséquences de l'évolution de l'urbanisation, et que l'importance et la fréquence des inondations sont liées à l'abondance et à l'intensité des précipitations. D'où l'intérêt de conjuguer l'intensité et la hauteur pour évaluer le risque d'inondation. La lutte contre les inondations reste un objectif prioritaire pour les gestionnaires des réseaux d'assainissement de l'agglomération nancéienne. La localisation et l'estimation de l'intensité des fortes pluies qui sont à l'origine des inondations est indispensable pour atteindre cet objectif.

Nous disposons d'une série de mesures fournies par la banque de données pluviométriques de l'agglomération nancéienne allant jusqu'à 7 ans sur quelques pluviographes. Nous avons choisi de travailler sur une série de 6 ans de 1987-1992, pour pouvoir intégrer le maximum de postes dans cette étude, soit 15 pluviographes. Sur les autres postes la longueur des séries de mesures n'excède pas 3 ans.

Notre but consiste à estimer l'intensité moyenne maximale atteinte ou dépassée une fois en un an, 2 ans, 3 ans, 10 ans, etc... et cela à différents pas de temps et à différents endroits selon l'emplacement de chaque pluviographe pris en compte dans cette étude. Les objectifs que nous poursuivons ici sont:

- déterminer la répartition spatiale des fortes intensités sur l'agglomération et les facteurs propres au milieu urbain jouant un rôle prépondérant dans cette répartition.

- caractériser ces fortes intensités pour chaque sous bassin de l'agglomération et estimer une valeur de référence, liée à différentes période de retour, pour l'ensemble de l'agglomération.

Dans cette optique, la définition de l'événement pluvieux est fondamentale.

### A.VI.1 Définition de l'événement pluvieux

En général on désigne par un événement pluvieux un ensemble de pluies liées à une même perturbation météorologique. Dans ce cas la durée de l'événement peut aller de quelques minutes à quelques dizaines d'heures, et peut avoir une extension géographique de quelques km<sup>2</sup> à quelques milliers de km<sup>2</sup>. Cette définition est mal adaptée aux échelles de temps et de l'espace de l'hydrologie urbaine, et risque d'occulter plusieurs pluies "intéressantes" qui appartiennent à la même perturbation. En effet, un épisode pluvieux est généralement constitué par une succession de manifestations pluvieuses plus ou moins séparées les unes des autres par une période de temps sec.

Dans le cas de cette étude sur le bassin de l'agglomération nancéienne (144 km<sup>2</sup>), où l'on s'intéresse à l'évolution spatio-temporelle des précipitations à des échelles de temps très fines compatibles avec la dynamique des bassins versants de petites tailles en milieu urbain, la définition de l'événement pluvieux doit être liée à ces conséquences hydrauliques sur le réseau d'assainissement. D'où la nécessité de prendre en compte dans cette définition le développement spatial de la pluie. Ainsi le début et la fin de l'événement seront déterminés à partir de l'ensemble des pluviographes installés sur le bassin considéré et non pas par rapport à un seul poste de mesure appartenant à ce bassin. Il est évident dans ce cas que plus la densité du réseau de mesure est importante, plus le début et la fin de la pluie sont mieux estimés.

Pour tenir compte de l'ensemble de ces critères; à la fois liés au développement spatio-temporel du phénomène pluvieux, à ces conséquences quantitatives directes sur le réseau d'évacuation, et à la dynamique des petits bassins versant en milieu urbain, nous avons défini l'événement pluvieux comme étant une pluie ininterrompue, et nous considérons qu'une pluie est ininterrompue si l'on a enregistré au moins un basculement sur au moins un poste de l'agglomération toutes les 20 minutes. Ceci revient à dire que la pluie débute dès le premier basculement, et se termine au dernier enregistré sur n'importe quel poste de mesure situé sur l'agglomération, à condition

d'enregistrer au moins un basculement toutes les 20 minutes. La (Fig.A.VI.1) montre une illustration de cette définition pour un réseau de 4 pluviographes.

Ne sont donc pas nécessairement prises en compte, par ce mode de sélection, les précipitations ayant une intensité inférieure à un basculement toutes les 20 minutes soit 0.6 mm/h. En réalité ce seuil est largement inférieur à 0.6 mm/h puisque le temps d'interruption maximum de 20 minutes n'est pas considéré par rapport à un seul poste mais par rapport à l'ensemble du réseau de mesure.

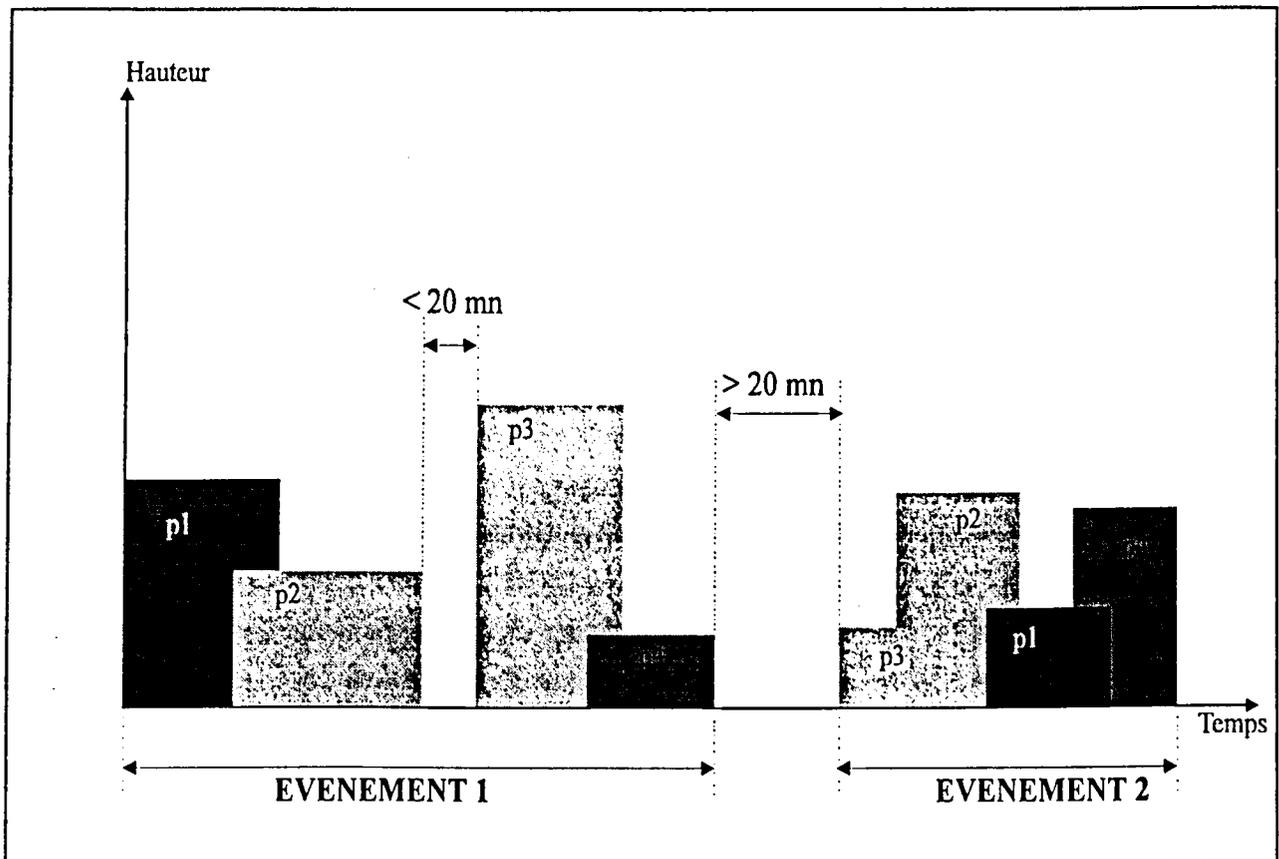


Fig.A.VI.1: Exemple de définition de l'événement pluvieux pour un réseau de 4 pluviographes (p1, p2, p3, p4)

Le choix des 20 minutes détermine la notion d'indépendance hydraulique entre deux séquences, il est estimé à partir de la comparaison entre hydrogrammes et hyétogrammes d'une série d'événements pluvieux, qui a montré que dans la plupart des cas, l'hydrogramme est complètement évacué 20 minutes après le dernier basculement enregistré sur l'agglomération. L'indépendance entre deux événements successifs ainsi défini n'est que fictive, en effet, dans un ensemble complexe d'organes de collecte et d'évacuation des eaux par temps de pluie, le contexte pluviométrique avant et après l'événement considéré influence directement son impact sur l'ensemble du réseau. Ce choix doit être effectué en fonction de la surface du bassin considéré et de la densité de réseau de mesures. Il permet de

recenser le maximum de séquences pluvieuses ayant un réel intérêt pour ce type d'étude fréquentielle.

Cette définition semble répondre à des objectifs quantitatifs et spatiaux où l'on s'intéresse à l'intensité et à la hauteur maximale, lorsque l'événement pluvieux affecte quelques km<sup>2</sup>, et dure de quelques minutes à une ou deux heures. Elle ne doit pas être complètement dissociée de la définition météorologique, dans la mesure où les paramètres explicatifs de la pluie restent liés à des phénomènes qui dépassent très largement l'échelle spatiale de l'agglomération, et l'échelle temporelle de quelques minutes ou même quelques heures. Ceci met en évidence l'importance de conjuguer ces deux échelles de temps et d'espace très différentes pour avoir une meilleure connaissance aussi bien de la genèse du phénomène de la pluie que de son impact sur le milieu urbain.

#### **A.VI.2 Sélection des événements pluvieux**

La première étape consiste à sélectionner les séquences pluvieuses sur la période d'étude, (1987-1992). Pour éviter d'agrandir inutilement l'échantillon sélectionné, et sachant que l'on s'intéresse dans cette étude uniquement aux intensités moyennes maximales, deux seuils minimum de sélection ont été adoptés (un seuil d'intensité et un seuil de cumul). Ainsi, un événement pluvieux est sélectionné si on a enregistré au moins une intensité de 12 mm/h calculée sur un pas glissant de 6 mn, ou un cumul de 5 mm sur au moins un pluviographe de l'agglomération. L'utilisation du cumul comme critère de sélection à côté de l'intensité permet de ne pas négliger les pluies continues de longue durée et de faible intensité à des pas de temps de quelques minutes, mais qui peuvent avoir des intensités assez significatives à des pas de temps de quelques heures.

Ces critères de sélection sont bien adaptés à l'étude de l'intensité moyenne maximale sur des pas de temps de quelques minutes à 1 ou 2 heures. L'échantillon ainsi constitué représente 70% des volumes totaux de précipitation enregistrés en 6 ans. Les 30% des précipitations qui ne sont pas pris en compte dans cette étude se caractérisent par une faible intensité, souvent comprise entre 1 et 5 mm/h en 6 mn, conjuguée à une faible durée de 1 à 2 heures maximum. Ces précipitations même si elles ne représentent pas d'intérêt pour l'étude de l'intensité moyenne maximale, représentent une hauteur d'eau totale non négligeable (180 mm/an), et doivent donc être prises en compte dans l'étude de dépollution des eaux pluviales. Les faibles pluies sont considérées comme pouvant être traitées par la station d'épuration sans utilisation des déversoirs d'orages.

Quatre cent soixante cinq événement pluvieux ont été sélectionnés suivant ces critères au cours de la période 1987-1992, correspondant à une hauteur totale moyenne pour l'agglomération, de près de 290 cm d'eau.

### A.VI.3 Etude de l'intensité moyenne maximale

Une fois l'échantillon constitué, il faut choisir si l'on travaille au niveau des maxima mensuels, annuels, ou à l'échelle temporelle de l'événement pluvieux. Nous avons choisi la troisième option pour deux raisons essentielles: d'une part parce que la série de mesure n'est pas assez longue pour pouvoir travailler à l'échelle mensuelle ou annuelle, d'autre part, parce qu'en travaillant avec les maxima mensuels ou annuels on risque d'occulter toutes les pluies dont l'intensité moyenne maximale est légèrement inférieure à la valeur maximale du mois ou de l'année.

Pour chaque événement nous avons calculé l'intensité moyenne maximale sur des pas de temps glissant de 1, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 60, 90, 120, et 180 minutes. Ce travail est effectué systématiquement pour les 15 pluviographes. A chaque fois qu'un code erreur est détecté, l'événement est automatiquement supprimée de l'échantillon total pour le pluviographe concerné par ce code erreur. A noter ici le temps considérable que nous avons pu gagner en nous référant directement au fichier des codes erreurs intégré dans la banque de données pluviométriques de NANCY pour juger de la validité des mesures, et supprimer, le cas échéant, le pluviographe n'ayant pas normalement fonctionné au cours de l'événement considéré.

Le graphique suivant (Fig.A.VI.2) montre le rendement de chaque pluviographe au cours de la période d'étude 1987-1992. Ce rendement est calculé par rapport au temps effectif de pluie c'est à dire la durée totale des 465 événements. Même au centre technique (pluviographe n°2), où le dysfonctionnement est le plus fréquent, le taux d'utilisation est encore supérieur à 80%.

Une classification des intensités moyennes maximales ( $I_m$ ) par ordre de grandeur décroissante, en utilisant toutes les valeurs résultant du dépouillement des 465 événements, est effectuée pour chaque pas de temps et pour chaque pluviographe, comme le montre l'exemple du tableau (Tab.A.VI.1) concernant le pluviographe N°3 (Foch-Hardeval) pour des pas de temps de 5, 30, 60 mn.

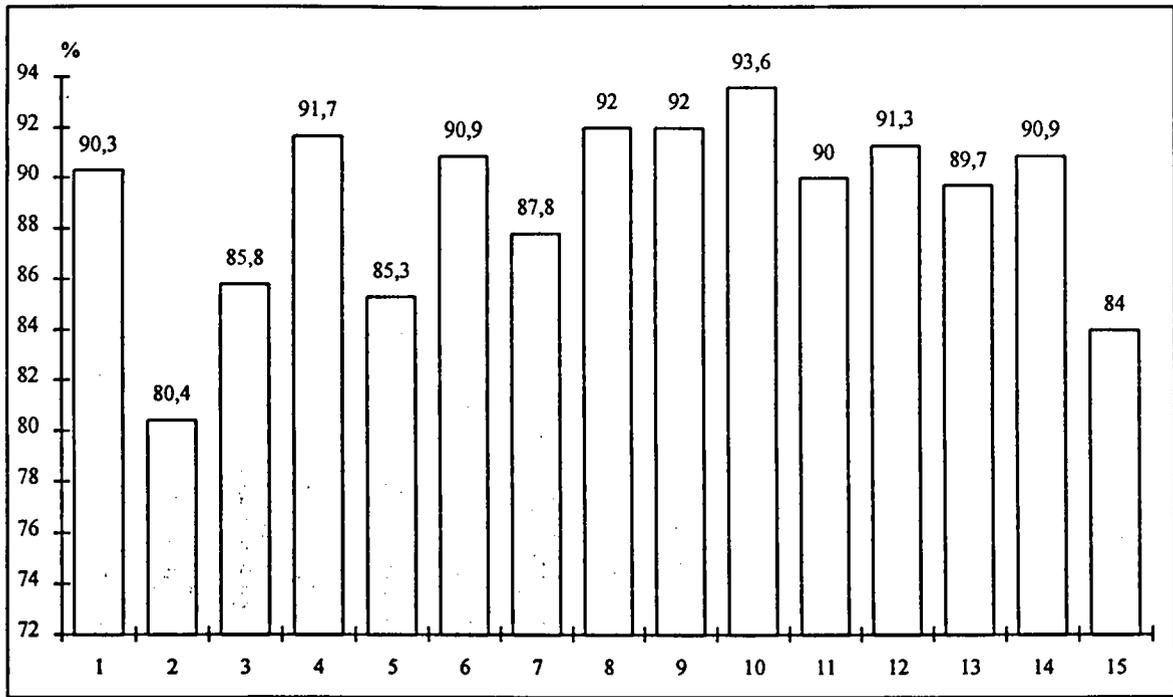


Fig.A.VI.2 : Rendement effectif par temps de pluie pour chaque pluviographe et pour les 465 événements sélectionnés.

rang	$\Delta t = 5 \text{ mn}$				$\Delta t = 30 \text{ mn}$				$\Delta t = 60 \text{ mn}$			
	date	Durée (mn)	cumu (mm)	Im (mm/h)	date	Durée (mn)	cumul (mm)	Im (mm/h)	date	Durée (mn)	cumul (mm)	Im (mm/h)
1	30/06/90	60	14,8	115,2	17/05/88	70	20,2	39,8	12/06/88	135	30,4	29,4
2	20/08/92	25	11,0	114,8	12/06/88	135	30,4	37,2	11/06/88	255	33,9	22,2
3	17/05/88	70	20,2	110,4	14/10/91	60	14,8	29,3	17/05/88	70	20,2	20,1
4	25/10/92	115	14,4	86,4	11/06/88	255	33,9	29,2	29/06/90	165	19,4	16,6
5	29/06/88	65	14,3	81,6	30/06/90	75	14,8	28,5	18/08/87	115	15,4	15
6	11/08/92	60	14,4	79,2	27/06/88	60	15,0	28,4	30/06/90	60	14,8	14,8
7	14/10/91	60	14,8	74,4	13/06/87	50	15,4	28,4	11/08/92	60	14,4	14,4
8	13/06/87	50	8,2	74,4	29/06/88	65	14,3	26,8	29/06/88	65	14,3	14,2
9	30/05/89	65	12,8	72	11/08/92	60	14,4	25,6	26/06/87	160	21,0	13
10	29/06/90	165	19,4	69,6	30/05/89	65	12,8	25,4	30/05/89	65	12,8	12,6
11	14/08/90	120	10,2	69,6	24/07/88	45	12,9	24,9	25/10/92	115	14,4	12,7
12	12/06/88	135	30,4	69,6	26/06/87	160	21,0	21,6	13/08/90	255	14,6	12,5
...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...	...
100	12/07/92	25	2,4	16,8	25/03/88	225	12,4	6,8	30/05/89	180	6,4	4,3

Tab.A.VI.1 : Exemple de classement des intensités maximales atteintes sur des intervalles de 5, 30, et 60 mn pour le pluviographe de Foch-Hardeval (N° 3)

L'intensité de la pluie atteinte ou dépassée une fois au cours de la période d'observation se lit à la première ligne. Elle se monte à 39,8 mm/h pour  $\Delta t = 30$  mn. Nous admettons qu'une telle intensité est représentative de "la pluie type" de 30 mn atteinte ou dépassée une fois en 6 ans sur le poste de Foch-Hardeval. En suivant le même raisonnement, l'intensité atteinte ou dépassée une fois par an se lit au rang N° 6, et correspond à 28,3 mm/h. Celle qui est atteinte ou dépassée une fois en 2 ans se lit au rang N°3, elle est de 29,4 mm/h pour le pluviographe de Foch-Hardeval.

L'intensité moyenne maximale décennale est déterminée par extrapolation des intensités moyennes maximales atteintes ou dépassée une fois tous les 1, 2, 3, et 6 ans directement tirées de la série de mesure. Le tableau suivant rassemble les résultats obtenus pour le pluviographe de Foch-Hardeval.

durée de retour	Intervalle de référence $\Delta t$ en mn												
	1'	5'	10'	15'	20'	25'	30'	40'	50'	60'	90'	120'	180'
10 ans	234,2	134,3	93,6	71,7	61,3	58,0	43,9	40,6	35,6	31,5	22,3	17,6	10,0
6 ans	228	115,2	85,2	70,4	59,4	47,6	39,8	37,8	33,6	29,4	20,1	15,2	9,9
3 ans	156	114,8	75,6	53,6	44,4	38,4	37,2	30	24,7	22,2	17,3	13,9	6,4
2 ans	144	110,4	65,4	48,8	41,4	34,1	29,3	27,6	24	20,1	11,6	10	5,4
1 an	120	79,2	54	45,6	36,6	32,2	28,4	22	17,8	14,8	9,5	7	4,5

Tab.A.VI.2 : Intensité moyennes maximale en mm/h pour divers intervalles de temps  $\Delta t$  en fonction de leur durée de retour. Ex. du pluviographe de Foch-Hardeval

#### A.VI.4 Les courbes intensité-durée-fréquence

Les résultats obtenus sont ensuite synthétisés par des familles de courbes donnant, pour un temps de récurrence (T) déterminé, l'intensité moyenne maximale ( $I_m$ ) en fonction de l'intervalle de référence ( $\Delta t$ ). L'ajustement mathématique de ces courbes se ramène le plus souvent aux deux formules de types ci-après:

$$I_m = \frac{a}{\Delta t + b} \quad (\text{Talbot-Grisollet})$$

$$I_m = a \cdot \Delta t^b \quad (\text{Montana})$$

Les paramètres  $a$  et  $b$  résultent de l'ajustement mathématique des courbes expérimentales et dépendent de la station considérée et pour une même station du temps de récurrence  $T$  choisi. La formule hyperbolique de Talbot s'adapte mieux à la représentation des courbes expérimentales dans un grand intervalle des valeurs de  $\Delta t$  (1 mn - 6 heures par exemple).

Pour les 15 pluviographes, nous avons ajusté les courbes expérimentales en utilisant les deux types de formules citées auparavant. Le critère de qualité de l'ajustement retenu est la somme des carrés des écarts entre valeurs calculées et ajustées. Les deux formules permettent un ajustement correct, et satisfaisant des courbes expérimentales, même si la formule de type Montana semble être d'une qualité légèrement supérieure à celle de Talbot-Grisollet.

La formule de type Montana est retenue pour tracer les courbes intensité-durée-fréquence pour les 15 pluviographes de l'agglomération nancéenne. Sur les graphiques suivants sont représentées les pluies annuelles et décennales pour les deux postes de jardin botanique et du centre technique. Les courbes intensité-durée-fréquence pour les autres postes sont représentées en annexe 2.

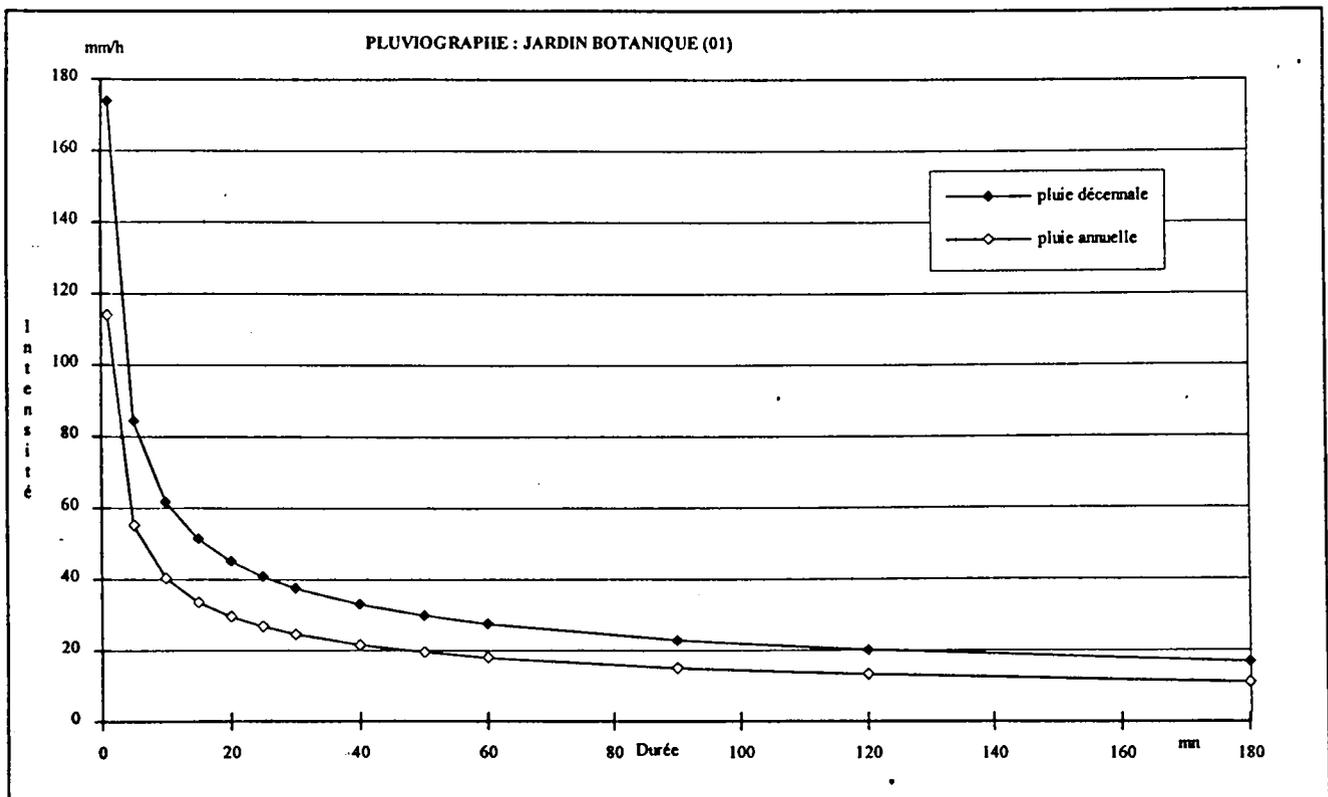


Fig.A.VI.3 : Courbes intensité-durée-fréquence pour le pluviographe N° 1

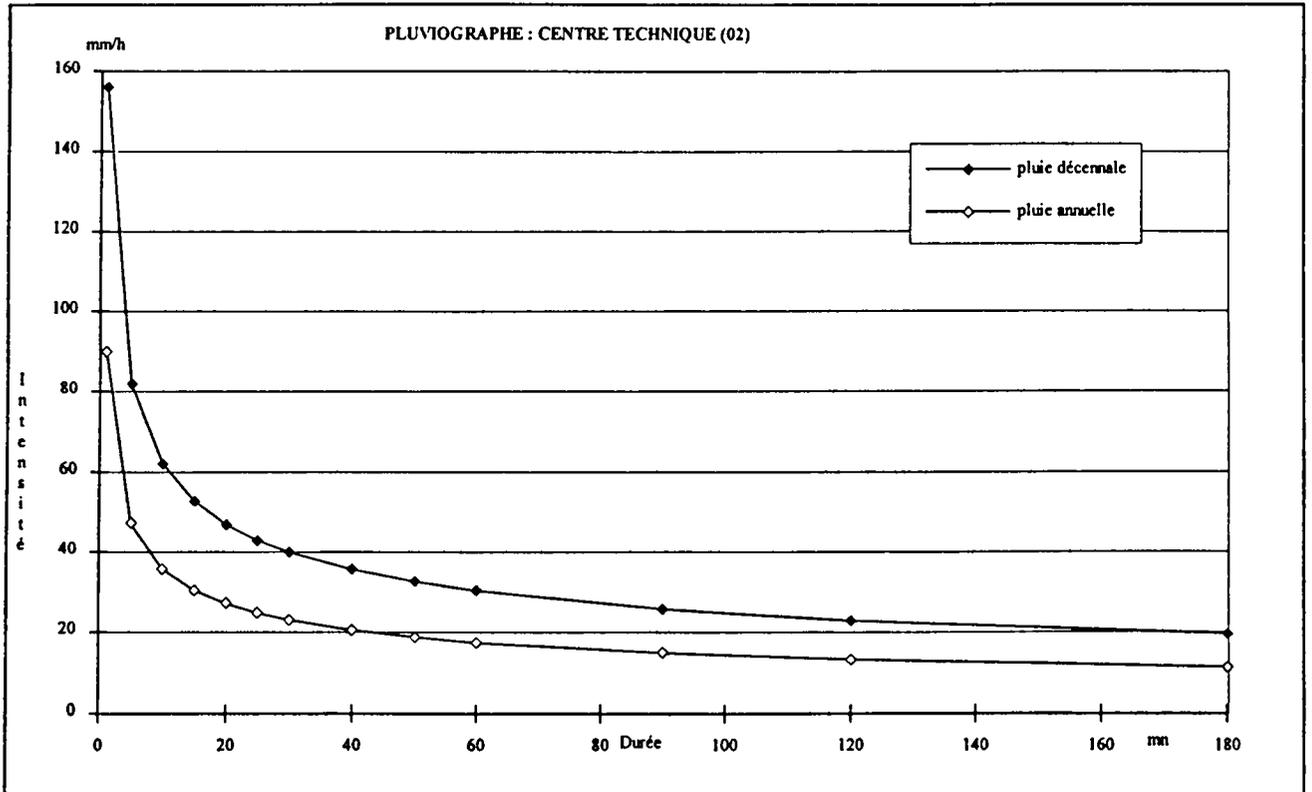


Fig.A.VI.4 : Courbes intensité-durée-fréquence pour le pluviographe N° 2

### A.VI.5 Répartition spatiale des fortes intensités sur l'agglomération nancéienne

L'étude de la pluie ponctuelle sur les 15 stations de l'agglomération nancéienne, avec le dépouillement de 465 événements pluvieux sur une période de 6 ans, nous a permis, à l'échelle de chaque station, de déterminer l'intensité moyenne maximale atteinte ou dépassée une fois pour différents pas de temps allant de la minute jusqu'à 3 heures, et différentes périodes de retour de 1 à 10 ans. L'analyse des résultats de l'ensemble des 15 stations a mis en évidence une assez nette hétérogénéité de la répartition des intensités maximales sur l'agglomération malgré les faibles distances qui séparent les pluviographes les uns des autres (maximum 12 km) (Fig.A.VI.5) et (Tab.A.VI.3). Cette hétérogénéité est constatée pour les différents pas de temps considérés. Elle n'est pas complètement aléatoire dans la mesure où les fortes intensités se concentrent au périphérique de l'agglomération et surtout au sud, sud-ouest et nord-est (Seichamp, Haut du Ronce, Clairlieu, Sapinière, La Justice, Heillecourt, La Fallée). (Fig.A.IV.6).

$\Delta t=1'$	N°PI	$\Delta t=5'$	N°PI	$\Delta t=10'$	N°PI	$\Delta t=15'$	N°PI	$\Delta t=20'$	N°PI	$\Delta t=30'$	N°PI	$\Delta t=60'$	N°PI
306	12	132	5	100	5	85	5	76	5	70	10	55	10
264	9	128	9	96	10	84	10	76	10	70	5	53	5
252	5	123	10	94	9	79	8	71	8	65	8	49	8
252	15	123	8	93	8	78	9	69	4	63	4	49	11
246	13	122	15	91	4	77	4	69	9	62	11	48	4
240	3	120	4	89	15	75	15	67	11	62	9	45	9
234	8	119	13	87	13	74	11	65	15	59	15	43	15
228	4	117	12	86	11	73	13	64	13	58	13	43	7
228	14	116	3	85	3	71	3	62	3	56	3	42	13
216	10	109	11	81	7	69	7	62	7	56	7	41	3
204	7	107	7	77	12	60	12	52	6	48	6	36	6
192	11	102	14	72	14	59	6	51	14	46	14	33	2
174	1	91	6	69	6	59	14	51	12	44	12	32	14
174	6	84	1	62	2	53	2	47	2	43	2	30	1
156	2	82	2	62	1	51	1	45	1	41	1	29	12

Tab.A.VI.3 : Intensité moyenne maximale atteinte ou dépassée une fois en 10 ans pour les 15 pluviographes de l'agglomération nancéienne en mm/h.

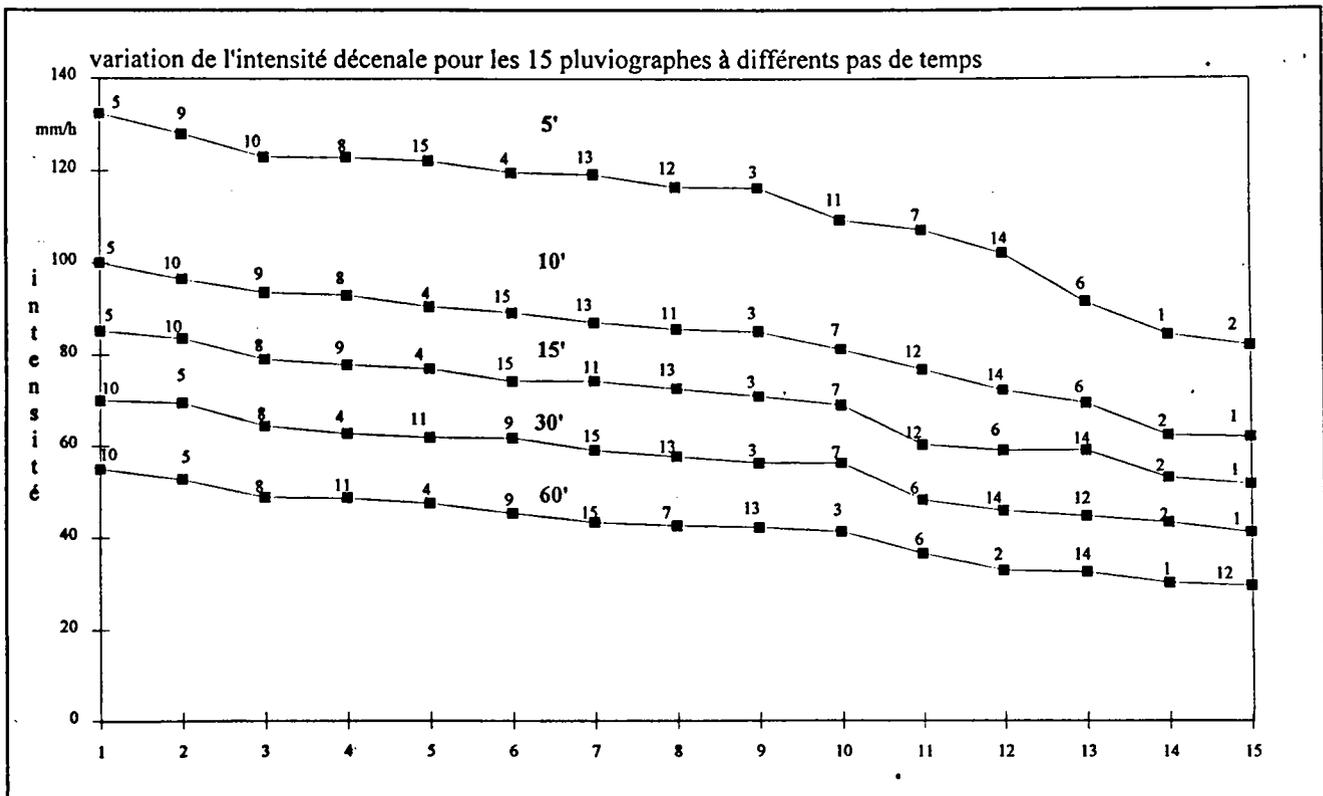


Fig.A.VI.5 : Variation de l'intensité décennale pour les 15 pluviographes à différents pas de temps

Il semblerait que le premier contact des cellules pluvieuses avec l'urbanisation s'accompagne d'une intensification des précipitations. Ceci peut être expliqué en partie, d'une part par le brusque changement des conditions énergétiques locales en fonction de la couverture du sol, et d'autre part, par la forte ascendance de l'air au vent de l'agglomération sous l'effet de l'îlot de chaleur. Une fois que cette ceinture qui marque la limite de l'urbanisation autour de l'agglomération est dépassée, les intensités maximales ont tendance à s'affaiblir en allant vers le centre ville par l'effet asséchant de la ville. Cette approche de l'évolution des intensités pluvieuses en fonction de l'urbanisation nous alerte sur la vulnérabilité des petites communes situées à la périphérie de l'agglomération (Clairlieu, Seichamps, Fleville, Laneuveville, Pulnoy, etc.).

Cette remarque n'explique pas à elle seule la répartition des fortes intensités sur l'agglomération qui est certainement liée à plusieurs autres facteurs: circulation générale des masses d'air, conditions énergétiques locales, trajectoires des épicycles d'orages, l'instabilité des masses d'air, etc... Mais elle met en évidence l'influence de l'évolution des stades de l'urbanisation sur les intensités des précipitations.

Nous avons représenté les isolignes réalisées à partir du lissage des valeurs des intensités décennales des 15 pluviographes pour le pas de temps de 60 minutes (Fig.VI.6). L'influence de la ville nous paraît importante dans la répartition spatiale des fortes intensités sur l'agglomération. Le relief peut aussi être un facteur d'explication de cette répartition, en effet, le centre ville est situé dans une cuvette, les fortes intensités sont enregistrées sur les plateaux. Toute fois la conjonction des deux phénomènes ne peut être exclue. Nous avons aussi vérifié cette répartition pour les pas de temps de 15 et 30 minutes, Le même schéma de répartition des fortes intensités sur l'agglomération reste valable pour ces pas de temps.

Ces résultats sont contraires au schéma classique pour lequel les stations urbaines sont plus arrosées que les stations rurales, Changnon. S.A., (1970).

croissance en % urbain/rural				
	Chicago	Laporte	St-Louis	Urbana
pluie annuelle	5	31	7	5
nbre de jour d'orage/an	6	38	11	7
semestre chaud	4	30	-	4
semestre froid	6	33	-	8

Tab.A.VI.4 : Croissance en % urbain/rural d'après Changnon. S.A., 1970.

Toute fois, il faut noter que dans le cas du réseau de Nancy, il n'y a pas véritablement de stations rurales et la répartition spatiale des fortes intensités est réalisée uniquement à l'intérieur du milieu urbain donc à une échelle plus fine. D'autre part, la variable utilisée pour caractériser cette répartition n'est pas la même. La répartition des intensités moyennes maximales n'est pas forcément la même que celle de la hauteur de la pluie annuelle ou celle du semestre chaud ou froid. Enfin, la localisation, le relief, et le régime pluviométrique de chaque ville pourraient expliquer ces différences.

Le taux de dysfonctionnement des différents pluviographes n'intervient pas pour biaiser les résultats puisque ces taux sont très proches pour l'ensemble de ces pluviographes. Le pluviographe n°5 qui apparait dans les valeurs décennales les plus fortes a un taux de rendement parmi les plus faibles (Fig.A.VI.2).

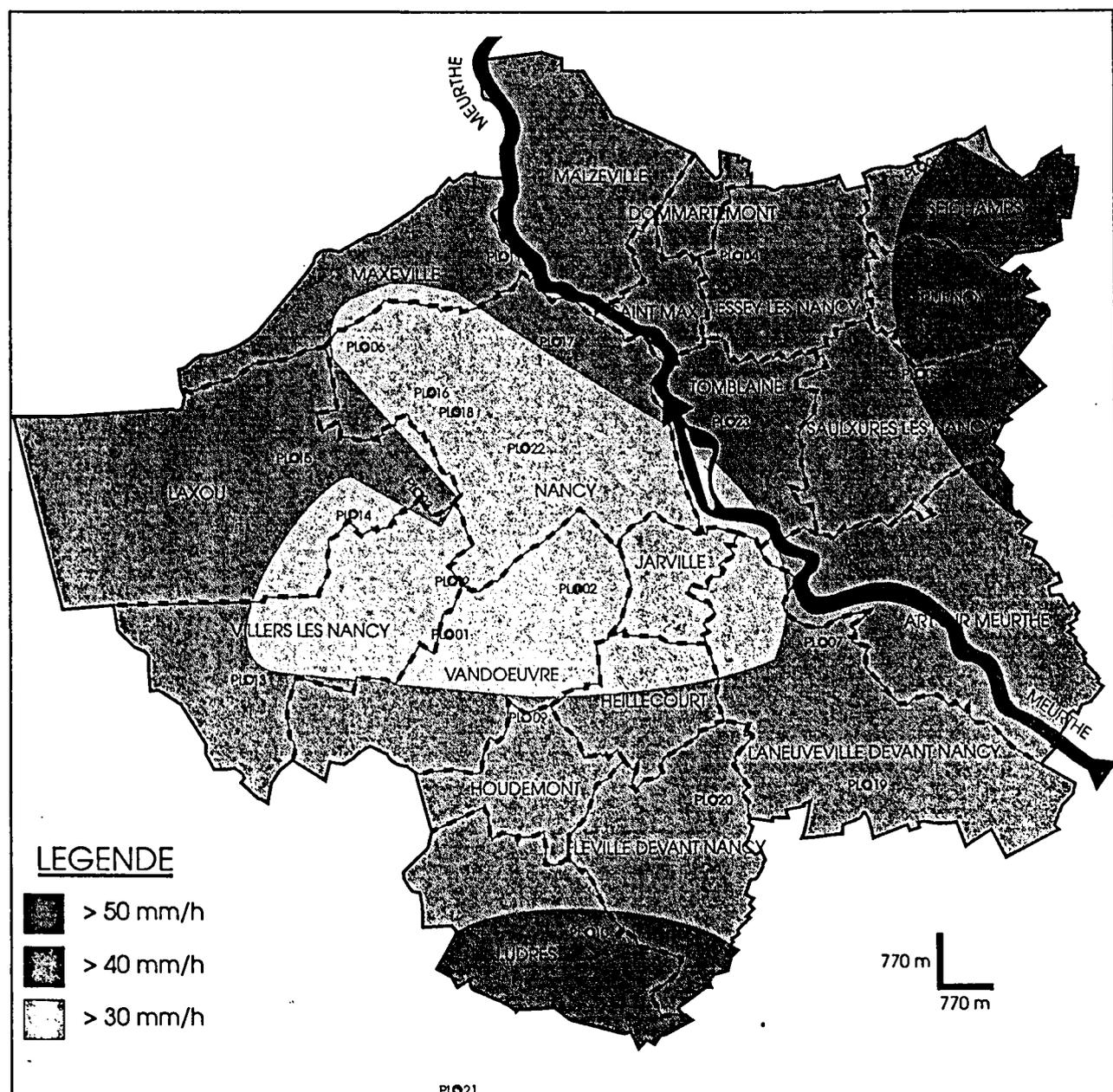


Fig.A.VI.6 : Répartition spatiale de l'intensité décennale sur l'agglomération nancéienne au pas de temps de 60 minutes

### A.VI.6 Courbe intensité-durée-fréquence pour l'agglomération nancéienne

L'intensité moyenne maximale atteinte ou dépassée une fois pour différentes périodes de retour, varie sensiblement en fonction de l'emplacement de chaque pluviographe. Nous estimons que l'intensité moyenne maximale représentative de l'ensemble de l'agglomération est égale à la valeur la plus élevée des intensités moyennes maximales enregistrées sur l'ensemble des postes. Ce maximum est calculé pour les 465 événements sélectionnés. Une classification dans l'ordre décroissant des résultats obtenus en suivant la même méthodologie déjà utilisée pour les 15 pluviographes, nous a permis d'estimer l'intensité moyenne maximale atteinte ou dépassée une fois en 1 an, 2 ans, 3 ans, 6 ans, 10 ans représentative de l'ensemble de l'agglomération. Ces résultats sont récapitulés, à titre indicatif, dans le tableau suivant.

durée de retour	Intervalle de référence $\Delta t$ en mn												
	1'	5'	10'	15'	20'	25'	30'	40'	50'	60'	90'	120'	180'
10 ans	313.2	161.5	119.7	96.3	79.2	69.1	62.8	53.4	48.8	47.1	34.5	28.4	19.1
6 ans	300.5	151.2	111.6	88.8	73.8	63.4	58.0	49.2	45.9	44.8	30.3	23.2	16.5
3 ans	252.0	144.0	107	87.2	70.8	62.9	54.0	45.9	37.0	36.4	28.1	22.8	15.7
2 ans	228.3	141.6	103	86.4	70.2	61.0	52.8	42.3	36.9	30.8	22.6	21.9	7.8
1 an	216.0	132.0	100	78.4	67.8	57.6	50.0	40.8	33.6	28.0	18.9	14.8	6.9

Tab.A.VI.5 Intensité moyenne maximale atteinte ou dépassée une fois sur l'agglomération nancéienne pour différents pas de temps et durée de retour.

Ces résultats expérimentaux sont ensuite ajustés par des courbes intensité-durée-fréquence selon la formule de type Montana :

$$\text{pluie décennale : } I_m = 5,0 \cdot \Delta t^{-0,45} \quad (\text{en mm/mn})$$

La pluie horaire décennale caractéristique de l'agglomération nancéienne s'élève à 47 mm/h. Il faut noter que la méthode retenue pour calculer la pluie décennale sur l'agglomération nancéienne implique nécessairement des valeurs élevées puisque l'agglomération est assimilée à un pluviographe fictif enregistrant la valeur la plus élevée de l'agglomération. Pour les aménagements ponctuels, réalisés sur les sous bassins de



Fig.A.IV.7 : Carte de l'urbanisation de l'agglomération nancéienne

l'agglomération, il est préférable d'utiliser la valeur de la pluie moyenne maximale enregistrée par le pluviographe le plus proche du sous bassin versant considéré.

L'intensité moyenne maximale reste très caractéristique du lieu géographique, et de la station là où elle était établie. Il n'est donc guère légitime de l'extrapoler à d'autres stations.

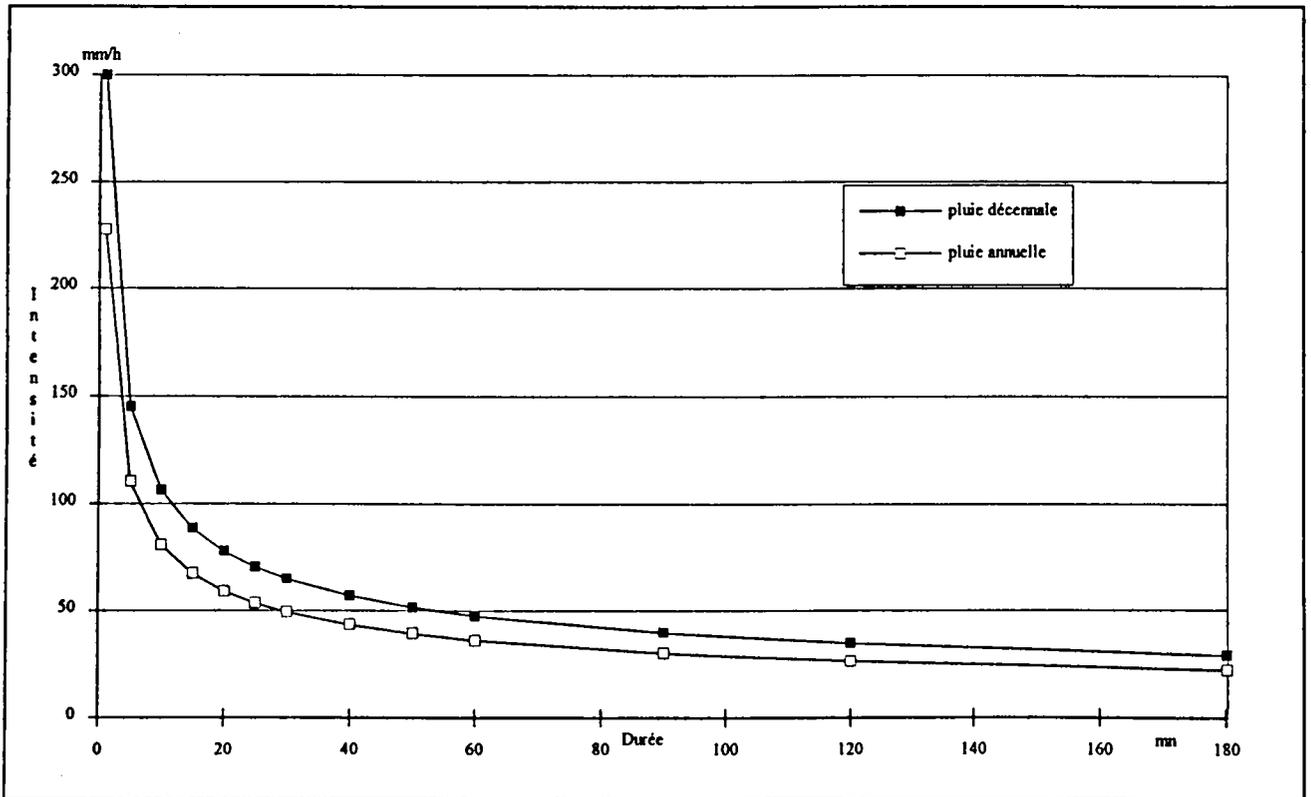


Fig.A.VI.8 : Courbe intensité-durée-fréquence annuelle et decennale pour l'agglomération nancéienne

## A.VII TYPOLOGIE DE LA PLUVIOMETRIE NANCEIENNE

La pluie est un phénomène très variable dans le temps et dans l'espace. Cette variabilité est liée à la genèse des précipitations. Les différents types de précipitations observés à Nancy sont largement tributaires de la saison. Les pluies orageuses, intenses sont liées à l'advection de masses d'air chaudes, humides et instables pendant la période estivale. Les pluies hivernales suivent davantage la progression d'un front tandis qu'au printemps on observe des pluies de type giboulée qui correspondent aux passages successifs de manifestations pluvieuses brèves et intenses. A chaque type de pluie correspond un type de hyéto-gramme. Aux pluies convectives ou orageuses estivales sont associés des hyéto-grammes présentant rapidement de très fortes intensités. Un autre type de hyéto-gramme est celui des giboulées marqué par des épisodes de fortes intensités très localisées. Les pluies frontales présentent un type de hyéto-gramme avec des pluies qui démarrent très lentement, longues et continues; le passage du front froid est marqué par une forte intensité qui n'est pas sans conséquence en terme d'assainissement parce qu'elle survient après de longues précipitations lorsque le sol est gorgé d'eau.

Pour l'hydrologie urbaine, on ne peut considérer que l'ensemble des pluies enregistrées appartiennent à la même population. En effet, il est évident qu'en terme de gestion d'un réseau d'assainissement, les problèmes posés par les pluies orageuses ne sont pas de même nature et ne nécessitent pas le même traitement que ceux des pluies frontales.

Ces quelques enseignements très généraux soulignent l'importance de la prise en compte de la genèse de la pluie pour évaluer son impact en matière d'assainissement.

### A.VII.1 Le découpage saisonnier

A partir de l'échantillon des 465 événements sélectionnés entre 1987 et 1992, nous avons construit des échantillons mensuels en regroupant les événements enregistrés pour chaque mois sur l'ensemble de la période. Les effectifs par mois de ces échantillon sont représentés sur le graphique (Fig.A.VII.1).

La variable aléatoire utilisée pour la séparation des échantillons mensuels en saison est l'intensité moyenne maximale enregistrée par événement pluvieux à un pas de temps donné sur l'ensemble de l'agglomération. Elle correspond au maximum des intensités moyennes maximales enregistrées sur les 15 pluviographes implantés sur l'agglomération.

Après avoir vérifié que la loi de Gumbel s'adaptait bien à la majorité des échantillons mensuels, nous l'avons utilisée pour la détermination des lois mensuelles (Fig.A.VII.2).

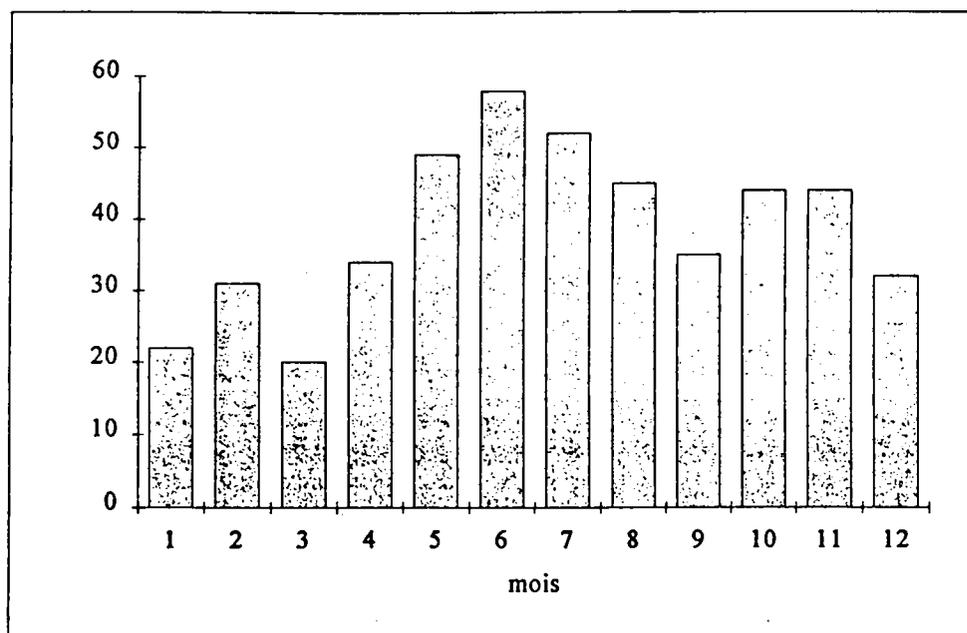


Fig.A.VII.1 : répartition mensuelle des 465 événements pluvieux sélectionnés

A chaque élément de l'échantillon mensuel a été associé une fréquence expérimentale au non dépassement. Pour chaque élément de l'échantillon, les intensités, en fonction de leurs fréquences au non dépassement, ont été tracées dans un graphique de Gumbel. Une droite pour chaque mois a ainsi été obtenue. En regroupant les droites qui présentent les mêmes caractéristiques, il est défini des saisons statistiques à l'intérieur desquelles les lois mensuelles sont identiques. Cette définition, purement statistique, traduit forcément des saisons climatiques. Il est à noter d'ailleurs que pour des durées de pluie différentes, les saisons ainsi définies ne sont pas toujours les mêmes.

Nous constatons que :

- Les droites représentant les fréquences de non dépassement pour les mois de octobre à avril sont assez proches. Ceci étant vrai pour les différents pas de temps de 5 minutes à une heure. Ces 7 mois peuvent donc être regroupés en une saison homogène qu'on appellera saison d'hiver.

- Les 5 mois: mai-juin-juillet-août-septembre se distinguent nettement des mois d'hiver, mais représentent une certaine hétérogénéité entre eux. Ainsi pour le pas de temps de 10 minutes, les mois de juin-juillet-septembre constituent une deuxième saison homogène et mai-août une troisième. Par contre pour le pas de temps de 60 minutes, le mois de juin a un comportement tout à fait particulier par rapport au reste des mois d'été.

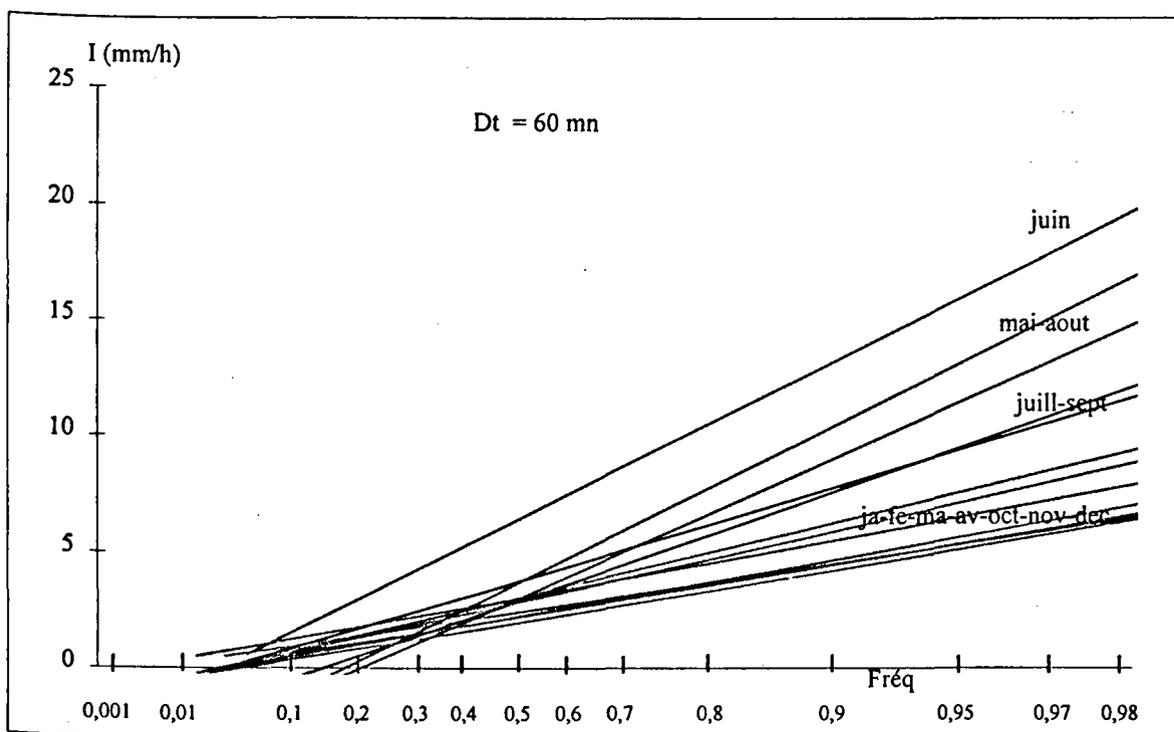
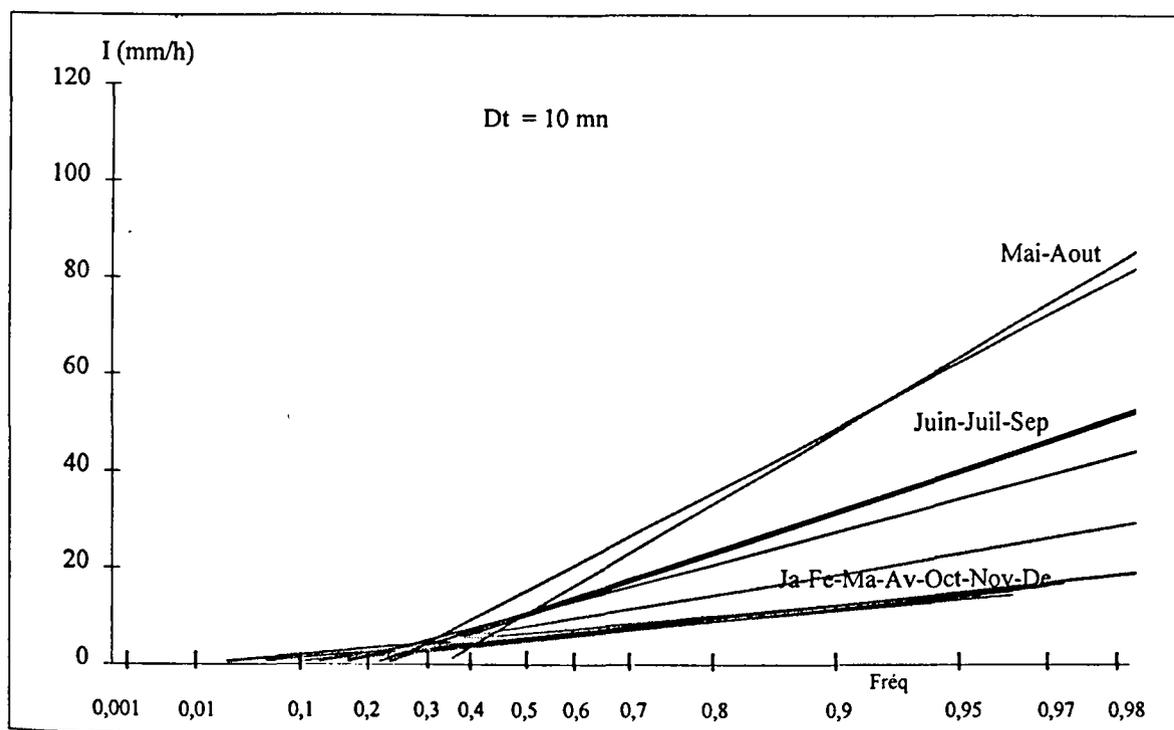


Fig.A.VII.2 : les lois des intensités moyennes maximales pour chaque mois.  $dt=10$  et 60 minutes

## A.VII.2 Classification des pluies nancéiennes

La gestion d'un réseau d'assainissement vise par le contrôle de son fonctionnement, à satisfaire des objectifs déterminés de façon plus ou moins optimale. La complexité des phénomènes qui entrent en jeu (pluie, ruissellement, écoulement, structure du réseau, etc.) nécessite qu'ils puissent être décrits par des modèles autorisant la recherche logique des solutions optimales. C'est à l'échelle temporelle de l'événement pluvieux que l'on peut définir quels sont les volumes à évacuer ou à stocker mais aussi quelles sont les intensités maximales contre lesquelles il faut se prémunir afin de ne pas trouver tout les ouvrages remplis au moment du passage du flux intense, abondant et rapide.

L'intégration de l'événement pluvieux dans le schéma général de l'assainissement pluvial pourrait être effectuée selon deux approches différentes :

La première considère que l'hétérogénéité de la pluie est telle que chaque événement pluvieux est unique et nécessite un traitement et une gestion spécifique. Les options de gestion ne sont pas fixées à l'avance et évoluent avec l'évolution temporelle de l'événement et de l'état de remplissage des différents organes de régulation du flux. C'est une gestion dynamique en temps réel de l'ensemble des ouvrages de collecte et d'évacuation des eaux pluviales. Cette démarche nécessite d'importants moyens de mesures pluviométriques et limnimétriques et une parfaite connaissance et une maîtrise totale de tous les phénomènes (pluie, ruissellement, écoulement, fonctionnement des différents organes, etc.).

La seconde considère que malgré cette hétérogénéité, des classes de pluies peuvent être définies et associées à des risques en matière d'assainissement. La procédure de gestion est alors la suivante: lorsqu'un événement se produit, on retient pour le choix de la stratégie de gestion correspondante la classe de pluie à laquelle appartient cet événement. Cette démarche nécessite auparavant:

- la définition des classes de pluie qui répondent aux objectifs de gestions fixés.

- la détermination des risques et l'identification des problèmes réels posés par chaque classe de pluie en se référant aux données historiques observées et enregistrées (débordement, taux de remplissage des bassins de rétention, volumes déversés dans le milieu naturel, etc.) sur l'ensemble des organes du réseau d'assainissement au cours de ces pluies réelles. Cette étape permet d'affiner la classification de pluie déjà réalisée. Ainsi, en fonction des risques et des problèmes posés par les différentes classes de pluies, certaines classes peuvent être regroupées ensemble ou inversement.

- la recherche des solutions optimales de gestion pour chaque type de pluie en fonction des risques encourus et des objectifs prioritaires visés. Cette étape est réalisée à l'aide des simulations, à partir de ces pluies réelles, des effets des ouvrages ou organes de contrôle sur le flux et les volumes à gérer. Cette démarche est rendue possible grâce au développement, ces dernières années, des modèles hydrologiques (Wallrus, Spida, Flupol, etc.) capables de modéliser les phénomènes (pluie, ruissellement, écoulement, etc.) ainsi que le fonctionnement de l'ensemble des organes de collecte et d'évacuation des eaux pluviales. Même si beaucoup de progrès restent à faire pour améliorer ces modèles, notamment en ce qui concerne la prise en compte du phénomène de la pluie et du ruissellement, ils représentent un outil précieux pour tester et élaborer des stratégies de gestion adaptées à un type de pluie donné. Après plusieurs tests des différentes options de gestion réalisés sur l'ensemble des pluies appartenant à une classe donnée, la solution optimale est retenue pour caractériser l'ensemble de cette classe.

Au regard de nos connaissances actuelles de l'assainissement pluvial, cette seconde approche nous semble être la plus réaliste et la plus appropriée.

Pour les besoins de cette approche, nous proposons dans le paragraphe suivant une méthodologie de classification des pluies nancéiennes.

#### A.VII.2.1 Méthodologie de classification

Cette classification a pour objectif principal l'intégration de la connaissance du phénomène des précipitations à l'échelle de l'événement pluvieux dans le schéma général de l'assainissement pluvial. Elle est basée sur deux principes:

- définition de l'événement pluvieux "intéressant" pour un objectif de gestion donné.
- déterminer les éléments les plus significatifs pour caractériser cet événement.

Le principe de la définition de l'événement pluvieux reste le même que celui présenté dans (A.VI.1). Le seul paramètre qui change est le temps d'arrêt entre deux séquences pluvieuses. Pour l'étude des fortes intensités sur l'agglomération nous l'avons fixé à 20 minutes. Ce temps doit être choisi en fonction de l'objectif visé. En effet, pour la prise en compte de l'objectif qualité et pour pouvoir utiliser les bassins de rétention en bassin de décantation ce temps doit être au moins égal au temps de vidange des bassins. Une fois la définition de l'événement pluvieux adoptée, toutes les pluies qui répondent à cette définition ne présentent pas forcément d'intérêt pour l'objectif de gestion choisi. La sélection des événements intéressants se fait alors en adoptant des seuils de sélection basés sur l'intensité

et le cumul de chaque événement. Ces seuils dépendent surtout des capacités du réseau d'assainissement et de ses organes annexes (station d'épuration, capacité de stockage, etc.).

La classification des événements pluvieux proprement dite est effectuée, à partir de cet échantillon, selon deux critères. Le premier concerne l'intensité moyenne maximale enregistrée sur l'agglomération à un pas de temps correspondant au temps de concentration des bassins versants. Pour les bassins de l'agglomération nancéienne ce temps de concentration est estimé à 15 minutes. Le second critère est le cumul maximum. Ces deux critères permettent de conjuguer à la fois le volume total d'eau à évacuer ainsi que les pointes de débit à prendre en compte. Nous estimons que ces deux critères sont les plus significatifs pour caractériser un événement pluvieux en matière d'assainissement. Chaque classe de pluie est ainsi caractérisée par une intensité maximale à un pas de temps de 15 minutes, un cumul maximum, et une durée moyenne correspondante à la moyenne des durées des événements de cette classe. Les limites des classes sont déterminées en adoptant des pas d'intensité et de cumul fixes.

Nous avons aussi calculé pour chaque classe:

- le pourcentage de l'effectif de chaque classe par rapport à l'effectif total de l'échantillon sélectionné.
- le pourcentage de la hauteur de pluie que représente chaque classe par rapport à la hauteur totale de l'ensemble de l'échantillon.
- le pourcentage de la durée que représente chaque classe par rapport à la durée totale de l'ensemble de l'échantillon.

Nous présentons l'exemple de la classification réalisée à partir de l'échantillon des 465 événements sélectionnés dans (A.VI). Nous rappelons que cet échantillon était sélectionné pour l'étude des fortes intensités sur l'agglomération, l'objectif principal de gestion étant la lutte contre les débordements. Les résultats de cette classification sont représentés sur les tableaux (Tab.A.VII.1 et Tab.A.VII.2) et le graphique (Fig.A.VII.3).

Classes / I <sub>max</sub>	I <sub>max</sub> 15'	CLASSES DE PLUIES															
		classe 11		classe 8		classe 14		classe 13		classe 7		classe 10		classe 15		classe 16	
3,45 10,54 2,35	>60 mm/h	0,86	1,79	1,94	5,68	0,22	0,74	0,43	2,33	0,41	88	1,32	125	0,16	134	0,46	197
3,89 8,86 2,81	<60 mm/h	2,38	4,01	1,08	2,84	0,22	0,74	0,22	1,27	1,21	93,6	1,09	186	0,21	176	0,3	251
14,9 19,48 12,32	<40 mm/h	classe 3 7,99 6,92		classe 5 5,62 8,88		classe 9 1,3 3,68				classe 3 3,14 72,3		classe 5 6,61 216		classe 9 2,57 364			
32,82 24,22 22,03	<20 mm/h	classe 2 28,7 17,3		classe 6 3,89 6,37		classe 17 0,22 0,52				classe 2 14,3 91,6		classe 6 7,12 337		classe 17 0,61 510			
44,92 36,9 60,48	<10 mm/h	classe 1 36,3 22		classe 4 7,99 13,2		classe 12 0,65 1,71				classe 1 38,2 194		classe 4 20,4 471		classe 12 1,87 529			
	Cumul_max	<10 mm		<20 mm		<30 mm		<40 mm		>40 mm							
Fréq % % H <sub>tot</sub> % D <sub>tot</sub>	Classes / Cumul_max	73	46,3	20,7	32,4	5,19	8,75	0,44	0,74	0,65	1,27						
		55,6		35,8		7,46		0,37		0,76							

Tab.A.VII.1 : Tableau recapitulatif des classes de pluies

	Fréq (%)	I <sub>max</sub> (mm/h)	Cumulmax (mm)	D <sub>moy</sub> (mn)	%H <sub>tot</sub> (%)	%D <sub>tot</sub> (%)
classe 1	36.3	10	10	194	22	38.18
classe 2	28.7	20	10	92	17.3	14.3
classe 3	7.99	40	10	72	6.92	3.14
classe 4	7.99	10	20	471	13.2	20.43
classe 5	5.62	40	20	216	8.88	6.61
classe 6	3.89	20	20	337	6.37	7.12
classe 7	2.38	60	20	94	4.01	1.21
classe 8	1.94	>60	30	125	5.68	1.32
classe 9	1.30	40	30	364	3.68	2.57
classe 10	1.08	60	30	186	2.84	1.09
classe 11	0.86	>60	20	87	1.79	0.41
classe 12	0.65	10	30	529	1.71	1.87
classe 13	0.43	>60	>40	197	2.33	0.46
classe 14	0.22	>60	40	134	0.74	0.16
classe 15	0.22	60	40	176	0.74	0.21
classe 16	0.22	60	>40	251	1.27	0.30
classe 17	0.22	20	30	510	0.52	0.61

Tab.A.VII.2 : Caractéristiques pluviométriques de chaque classe de pluies

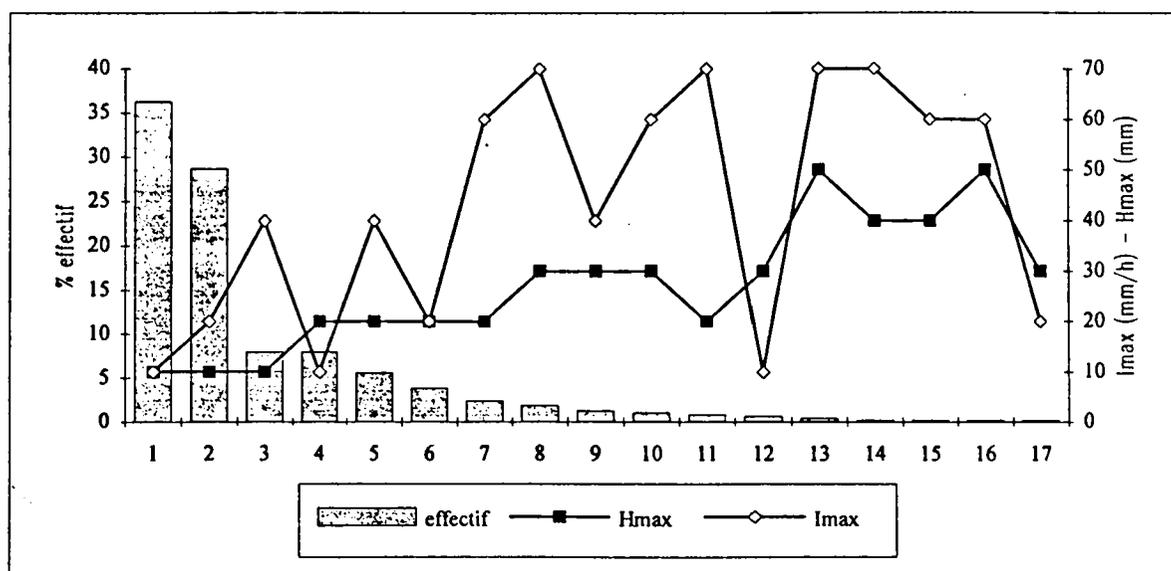
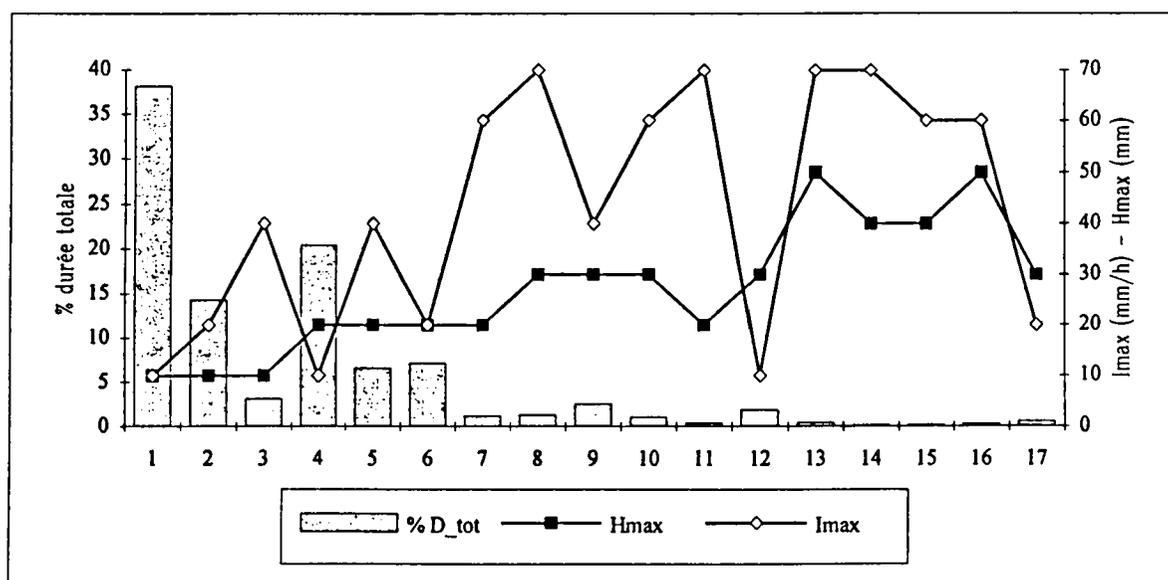
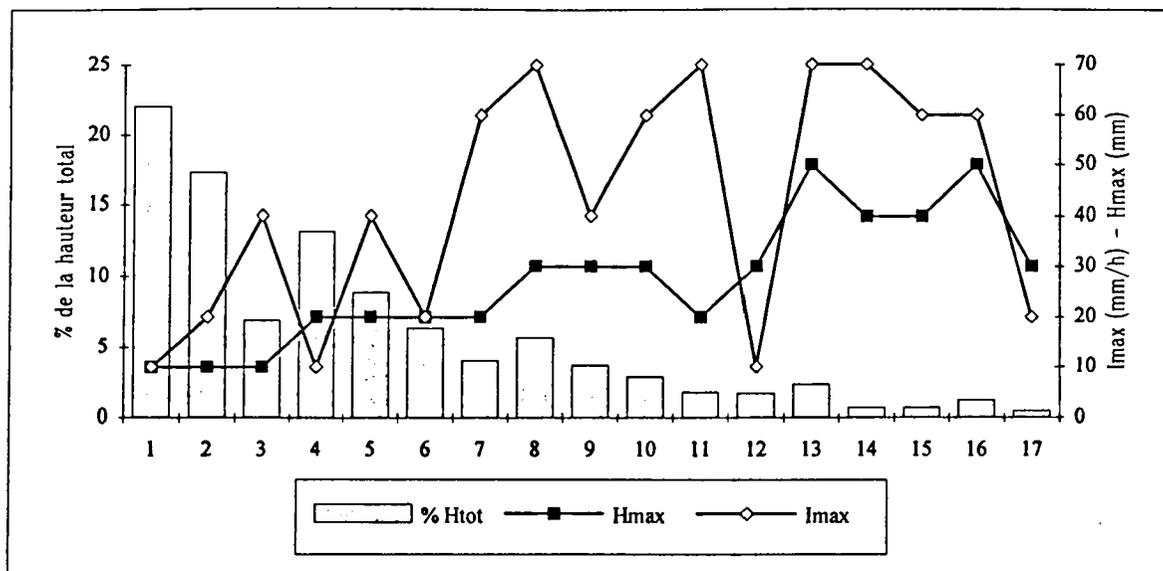


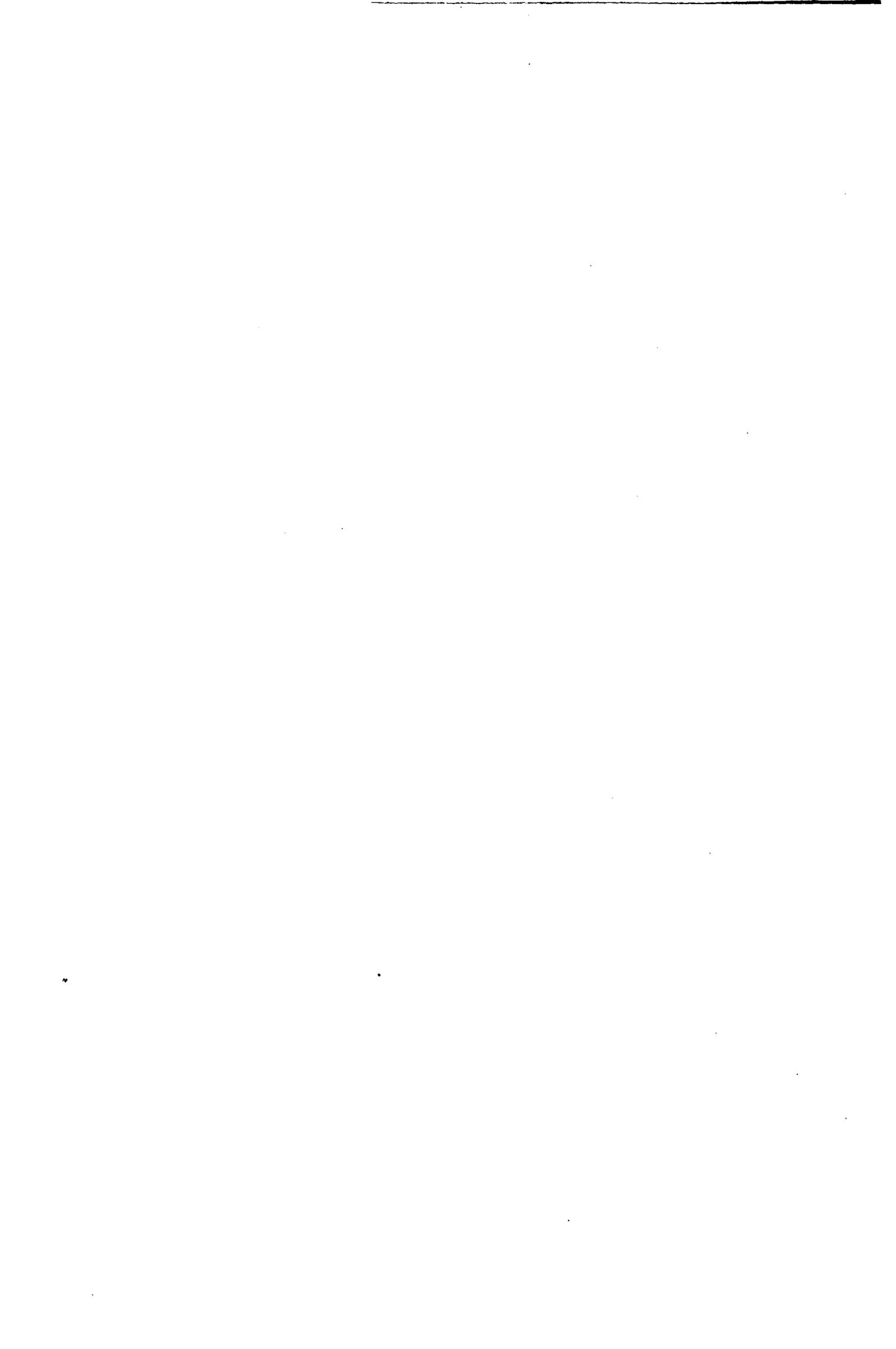
Fig.A.VII.3 : Caractéristiques pluviométriques de chaque classe de pluie.

## A.VIII CONCLUSION

La caractérisation de la pluviométrie locale par l'intermédiaire de l'intensité moyenne maximale rattachée à une période de retour ou à travers le concept de la pluie de projet est insuffisante pour faire face à l'ensemble des préoccupations des gestionnaires des réseaux d'assainissement. En effet, à travers cette modélisation, l'analyse de la pluie ne tient pas compte de l'aspect spatial du phénomène et ne s'attache qu'à la reconnaissance du couple intensité-durée pour une fréquence donnée en un lieu donné. L'extension de cette estimation ponctuelle à des vastes zones géographiques n'est donc pas justifiée, et encore moins en milieu urbain où la variabilité spatiale du phénomène est renforcée par l'effet de la ville.

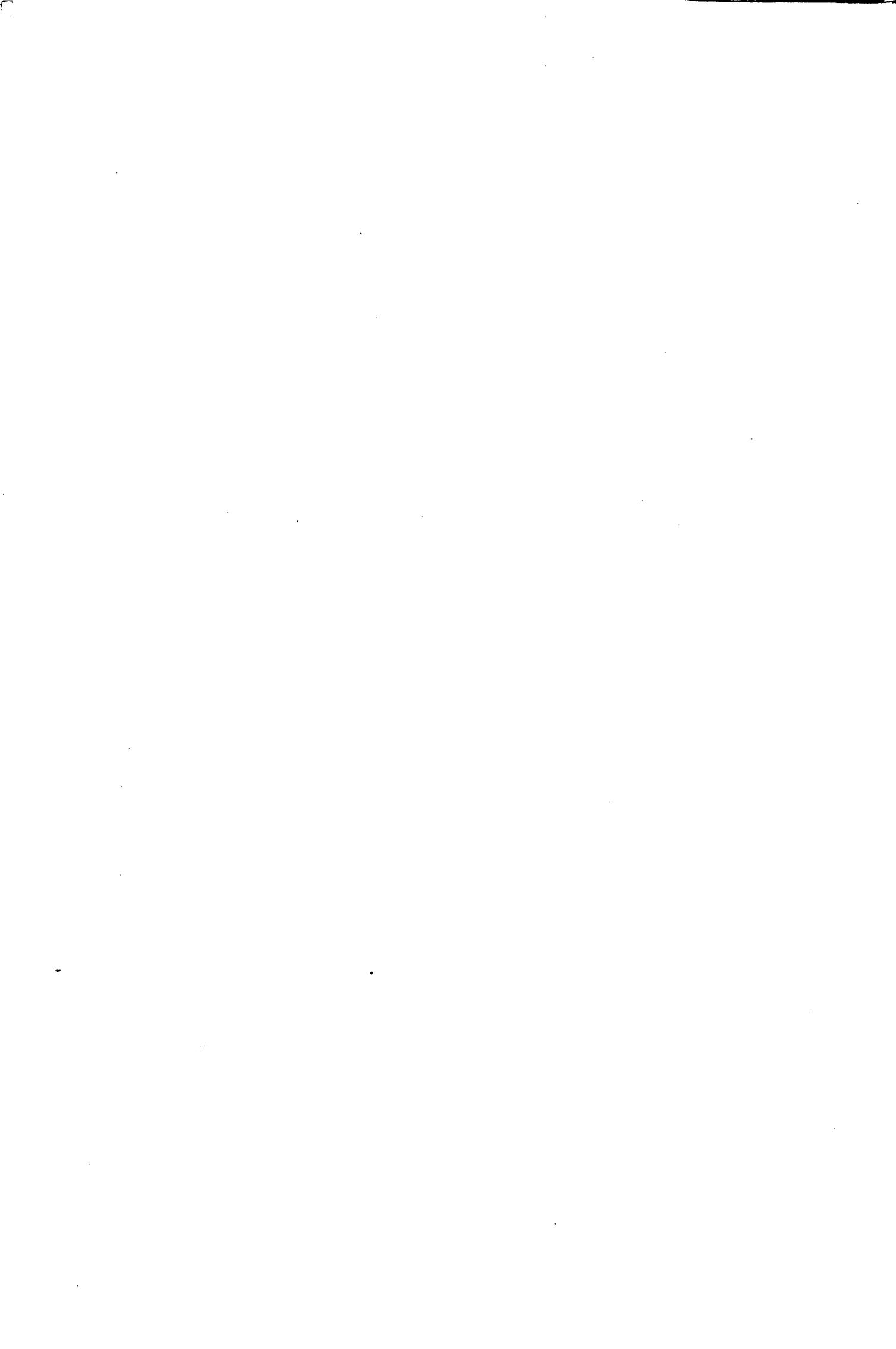
Avec l'extraordinaire extension des surfaces imperméabilisées suite à une forte urbanisation au cours de ces dernières années, la gestion efficace des réseaux d'assainissement des zones urbaines devient de plus en plus complexe, et nécessite la connaissance précise, en temps réel, des précipitations tombant sur ces zones pour des intervalles de temps de l'ordre de quelques minutes seulement. L'étude de la répartition des fortes intensités sur l'agglomération a montré une forte hétérogénéité de cette répartition. La définition de la pluviométrie locale en milieu urbain ne peut pas être réalisée avec un seul pluviographe.

Dans la nouvelle approche de l'assainissement pluvial s'appuyant sur la gestion optimale des organes de collectes et d'évacuation des eaux pluviales, c'est l'ensemble du phénomène pluvieux qui doit être pris en compte et non pas seulement les intensités les plus élevées. L'échelle de l'événement pluvieux est la seule qui soit pertinente pour organiser une gestion cohérente de la pluie dans l'espace et dans le temps.



**PARTIE B**

**MODELISATION DE LA STRUCTURE SPATIALE DES CHAMPS  
DE PRECIPITATION  
PRECISION DU CALCUL DE LA LAME D'EAU**



## INTRODUCTION

La connaissance de l'évolution temporelle de l'intensité de la pluie sur un point de mesure est insuffisante pour répondre à l'ensemble des objectifs des gestionnaires des réseaux d'assainissement. En effet, la gestion optimale du fonctionnement d'un réseau d'assainissement exige la connaissance fine de la répartition spatiale de la pluie sur le domaine considéré, et la majorité des études hydrologiques nécessitent le calcul de la lame d'eau précipitée durant un intervalle de temps donné sur une surface donnée. Le passage de la pluie ponctuelle à la lame d'eau n'est pas toujours facile à réaliser. Ce passage se fait généralement par l'emploi des méthodes d'interpolation spatiale (probabilistes ou déterministes) réalisées à partir des observations ponctuelles d'un réseau de pluviographes. Cette démarche est basée sur la modélisation des distributions spatiales du phénomène des précipitations. Au regard de nos connaissances actuelles, ces distributions sont encore mal connues et présentent des fortes composantes aléatoires aux échelles de temps et d'espace qui intéressent l'hydrologie urbaine.

La variabilité du phénomène des précipitations à ces échelles de temps et d'espace, et les contraintes imposées par la dynamique des petits bassins versants en milieu urbain, demandent une connaissance très fine de la répartition spatio-temporelle des champs de précipitation. Pour atteindre cet objectif il est indispensable de disposer d'un réseau de pluviographes suffisamment dense. Or, la mise en place et le suivi météorologique d'un parc important d'appareils, en site urbain, est une opération réclamant des dotations budgétaires fortes ce qui explique, en partie, le manque de longues séries de mesures fiables acquises sur des réseaux denses de pluviographes. Par conséquent, les modélisations des distributions spatiales et temporelles des précipitations sont essentiellement de type empirique ou conceptuel postulant l'existence d'une structure spatiale continue et homogène de l'information pluviométrique, sans que cette dernière ait pu être vérifiée expérimentalement de façon significative.

Le manque de données fiables et nombreuses, rend difficile la vérification de l'adéquation de ces modèles par rapport à la réalité de la distribution spatiale et temporelle du phénomène représenté. Les gestionnaires des réseaux d'assainissement se heurtent ainsi à des problèmes d'ordre pratique comme par exemple la justification du choix de la méthode d'interpolation spatiale à utiliser, ou le choix d'un équipement d'un bassin versant pour répondre à un niveau de précision donné pour le calcul d'une lame d'eau.

D'un point de vue pratique, la modélisation spatiale des champs de précipitation, a été abordée selon deux approches principales, Desbordes (1987). La première consiste à relier la lame d'eau moyenne tombant sur une surface donnée, pendant un intervalle de temps

donné, à une pluie en un point de cette surface (généralement la pluie maximale), sur un même intervalle de temps, par le biais des coefficients d'abattement, déterministes ou probabilistes. La seconde consiste à choisir, ou plus rarement élaborer, des techniques de calcul de cette lame, adaptées à la structure spatiale "observée" des précipitations; voire à concevoir des modèles déterministes ou probabilistes de cette structure.

La connaissance de la distribution spatiale des champs de précipitations est la clé de voûte de l'estimation de la lame d'eau précipitée sur une surface donnée. La précision de cette estimation dépend de plusieurs facteurs dont les principaux sont:

- **l'hétérogénéité du phénomène des précipitations**

La pluie est un phénomène très variable dans le temps et dans l'espace. Cette variabilité est d'autant plus importante que les pas de temps et d'espace sont fins. Les mécanismes aboutissant au déclenchement de la pluie sont très complexes. Ils sont directement liés à la situation météorologique globale caractérisée par une multitude de paramètres (température, pression, humidité, instabilité, etc.), qui sont aussi variables dans le temps et dans l'espace. Les échelles de l'évolution de la situation météorologique dépassent largement les dimensions d'une agglomération. Par ailleurs, la présence même d'une ville est souvent un facteur de variabilité supplémentaire des champs de précipitation. Si tous les auteurs s'accordent sur le fait que la variabilité spatio-temporelle des précipitations est directement liée à la situation météorologique qui donne naissance à ces précipitations, ce lien reste encore mal défini. L'exploitation des données météorologiques au regard des données pluviométriques se limite le plus souvent à des aspects très généraux, ainsi par exemple, on a pu mettre en évidence le fait que les pluies persistantes, comme les pluies liées aux perturbations océaniques, se forment par frontogénèse, et s'étendent sur plusieurs milliers de km<sup>2</sup>; par contre, les précipitations orageuses correspondant à des cellules convectives sont localisées sur quelques dizaines de km<sup>2</sup>. Si les pluies frontales dans l'ensemble sont persistantes et de faible intensité, les pluies orageuses sont de forte intensité mais, relativement brèves. A la distribution relativement uniforme des pluies frontales s'oppose l'hétérogénéité des pluies orageuses ou convectives.

Dans la pratique il est donc difficile de quantifier l'hétérogénéité spatiale des champs de précipitation liée à la genèse du phénomène. En effet, la modélisation de cette variabilité à l'aide notamment, des schémas relevant de la physique et de la thermodynamique de l'atmosphère, même si elle est réalisée à partir des modèles météorologiques à des échelles synoptiques, s'avère impossible à l'échelle d'une agglomération, d'une part à cause du manque des données météorologiques à petite échelle, et d'autre part, cette démarche nécessite une puissance de calcul énorme qui n'est pas toujours facile à atteindre pour

réaliser cette modélisation dans des délais compatibles avec les exigences des gestionnaires des réseaux d'assainissement en milieu urbain.

C'est pourquoi, les hydrologues ont laissé dans l'ombre toute cette complexité et considéré uniquement le résultat de cette variabilité spatiale, à savoir une certaine quantité d'eau tombée sur une surface donnée décrite à l'aide d'un réseau de mesures ponctuelles au sol. Ainsi, l'hétérogénéité liée à la genèse des précipitations est rarement prise en compte dans l'étude des distributions spatiales des champs de précipitations, et souvent, en terme de probabilité, on considère que les événements pluvieux observés appartiennent à une même population.

Ceci pourrait être une source d'erreur non négligeable dans la modélisation des distributions spatiales des champs de précipitation. La prise en compte, au cours de la modélisation de la structure spatiale des champs de précipitation, des types de pluie, en se basant simplement sur les critères pluviométriques (intensité, cumul, durée, ...), pourrait améliorer les résultats de cette modélisation.

#### • la densité du réseau de mesure

La mesure de la pluie réalisée à partir d'un réseau de pluviographes n'est qu'un échantillonnage ponctuel du champs de précipitation. La représentativité spatiale d'un pluviographe dépend du pas de temps d'intégration et de l'hétérogénéité de la pluie. C'est pendant les fortes averses (orageuses) que cette hétérogénéité est la plus importante. C'est donc précisément pour l'étude de ce type d'averses ou la représentativité du pluviographe est spatialement la moins étendue qu'on a besoin de multiplier le nombre de pluviographes sur le bassin pour avoir une représentation au sol du phénomène qui soit la plus proche de la réalité. Ainsi, I. Roussel (1988), précise que la prise en compte des pluies convectives estivales impose un réseau de pluviographes avec une maille beaucoup plus fine qu'elle ne doit l'être pour quantifier l'abatement spatial de la pluie hivernale.

La densité utile des réseaux de mesures pluviométriques dépend de la variabilité spatiale du phénomène mais aussi des objectifs que l'on veut atteindre à travers l'exploitation de ces données. Plusieurs auteurs se sont penchés sur le problème de la maille élémentaire d'un réseau de pluviographe en milieu urbain. Ainsi, M. Desbordes (1986) a lié la densité utile d'un réseau de pluviographes à la taille du bassin versant (Tab.B.1).

Surface du bassin	Nombre de postes
$A < 50$ ha	1 - 2
$50 < A < 100$ ha	2 - 3
$100 < A < 500$ ha	4 - 5
$500 < A < 1000$ ha	6 - 7
$1\ 000 < A < 2\ 000$ ha	7 - 10
$2\ 000 < A < 3\ 000$ ha	10 - 12
$3\ 000 < A < 4\ 000$ ha	12 - 14
$4\ 000 < A < 5\ 000$ ha	14 - 16
$5\ 000 < A < 10\ 000$ ha	16 - 20
$10\ 00 < A < 20\ 000$ ha	20 - 30

Tab.B.1: densité utile en nombre de postes par taille de bassin (Desbordes, 1986).

Niemczynowicz (1984), préconise une densité de un pluviographe par  $\text{km}^2$  pour pouvoir suivre l'évolution des cellules convectives. A titre d'exemple pour l'agglomération nancéenne, il ne faudrait pas moins de 100 pluviographes pour atteindre cette densité. Ceci est impossible à réaliser tant financièrement que matériellement.

La densité des réseaux de mesures est un facteur très important dans la connaissance des distributions spatiales des champs de précipitation. La densité utile d'un réseau doit répondre à deux contraintes principales:

- assurer une connaissance suffisante des distributions spatiales des précipitations. Cet objectif doit être compatible avec la précision même du capteur.

- être réalisable sur le terrain compte tenu des difficultés d'installation des pluviographes en milieu urbain et de l'effort financier nécessaire pour gérer un réseau de mesures dense.

- **Le pas de temps d'intégration et l'intensité de la pluie**

Le pas de temps d'intégration joue un rôle très important dans la précision de la modélisation des champs de précipitation pour deux raisons. La première est liée au phénomène des précipitations lui même, en effet, plus le pas de temps est faible, plus la variabilité spatiale des précipitations est importante. La deuxième concerne la mesure pluviométrique réalisée par un pluviographe à augets basculeurs. Le pluviographe permet de réaliser un échantillonnage temporel discontinu de la pluie sous forme de basculements.

Dans notre cas un basculement correspond à 0.2 mm de pluie. L'intégration de la pluie sur des pas de temps fixes s'accompagne alors d'une erreur d'échantillonnage temporel de plus ou moins un basculement par pas de temps. Cette erreur est plus importante quand le pas de temps d'intégration est petit et l'intensité de la pluie est faible.

Messaoud (1989), en travaillant sur un petit bassin versant de 25 km<sup>2</sup> avec un réseau très dense (14 pluviographes) a étudié la fonction de corrélation entre les différents postes. Il estime que pour que cette fonction soit supérieure à 0.8, pour toute distance inférieure à la demi-distance moyenne des pluviographes du réseau (1.5 km), il faudrait que le pas de temps d'intégration soit supérieur à 15 minutes.

- **l'adéquation des modèles de distributions spatiales à la réalité du phénomène**

Par définition, un modèle est une représentation abstraite d'un phénomène physique réalisé à partir des outils mathématiques et pour une certaines conditions d'utilisations du phénomène. C'est donc une structure mathématique dans un cadre d'hypothèses. A priori, l'utilisation d'un modèle nécessite, d'une part que les hypothèses considérées soient réalisées, et d'autre part que le comportement du modèle soit suffisamment proche de celui de la réalité du phénomène. Le non respect de ces deux conditions peut avoir des conséquences importantes sur la précision et la qualité de la modélisation.

## B.I LES DONNEES EXPERIMENTALES

Les données expérimentales choisies pour cette étude proviennent de la banque de données pluviométriques de l'agglomération nancéienne. Nous avons détaillé dans un chapitre précédent le système d'acquisition et de contrôle de la qualité de ces données. Nous insistons sur l'importance de la qualité des données pour toute étude de spatialisation des données pluviométriques enregistrées à partir d'un réseau de pluviographes à des faibles pas de temps. En effet, par exemple, un défaut de synchronisation entre les différents postes ou un pluviographe bouché non détecté par la chaîne de validation peuvent avoir des incidences importantes sur l'interprétation spatiale du champ de précipitation si l'on travaille à des faibles pas de temps.

Nous avons sélectionné un échantillon regroupant les 50 plus fortes événements pluvieux enregistrés sur l'agglomération nancéienne de 1987 à 1992. Le critère de sélection étant l'intensité moyenne maximale enregistrée sur un pas de temps d'une heure. Ce critère permet de sélectionner des pluies avec des fortes intensités mais aussi avec un cumul assez important. C'est ce type de pluie qui pose le plus de problèmes en matière d'assainissement. L'échantillon ainsi sélectionné est assez représentatif de la pluviométrie locale présentant un risque hydrologique en fonction des deux objectifs des gestionnaires du réseau d'assainissement, à savoir, la lutte contre les débordements et la limitation des rejets dans le milieu receveur. Par ailleurs, ce type de pluie est caractérisé par une forte hétérogénéité spatiale, ce qui rend sa modélisation encore plus difficile. Les caractéristiques pluviométriques (durée, intensité maxi, cumul) sont représentées dans le tableau: (Tab.B.I.1).

Cet échantillon présente une certaine homogénéité tant sur le plan des caractéristiques pluviométriques de chaque événement que sur le plan de leurs répartition saisonnière. Sur la figure (Fig.B.I.1) sont représentés les effectifs pour chaque mois. On remarque que la presque totalité des événements sélectionnés ont été enregistrés dans la période estivale (mai, juin, juillet, août) à laquelle on peut rajouter le mois de septembre. Ces pluies sont caractérisées par une durée relativement faible (2h30' en moyenne) (Fig.B.I.2).

Par rapport à la classification de la pluviométrie nancéienne (proposée dans la partie A.VII) l'échantillon sélectionné occupe le haut du tableau avec, pour chaque événement, au moins une intensité de 20 mm/h sur 15 minutes et au moins 10 mm de cumul. L'ensemble des classes de pluies auxquelles appartient ces événements représentent moins de 15% de l'effectif total et près de 32% de la hauteur totale des événements sélectionnés au cours de l'étude des fortes intensités sur l'agglomération (cumul > 5 mm et intensité sur 5 minutes supérieure à 12 mm/h). Cet échantillon nous servira de base pour l'ensemble de l'étude de la répartition spatiale des champs des précipitations sur l'agglomération nancéienne.

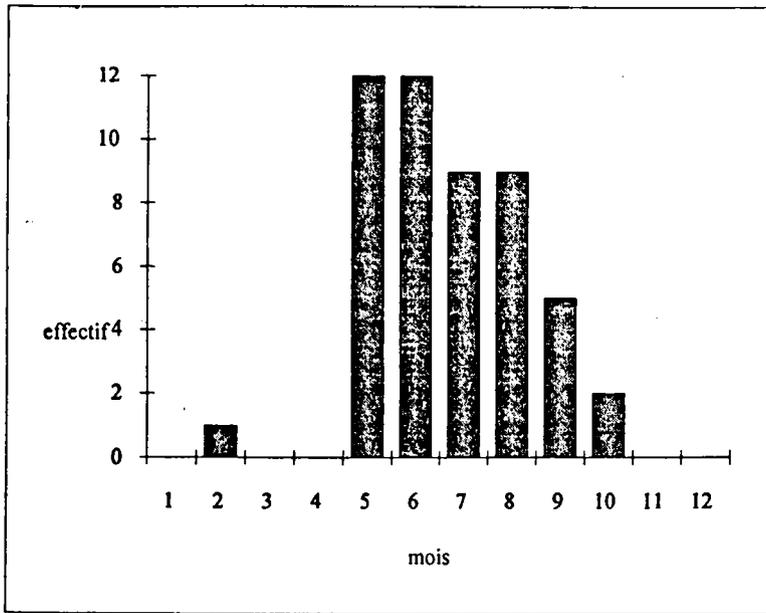


Fig.B.I.1 : répartition saisonnière des événements pluvieux sélectionnés

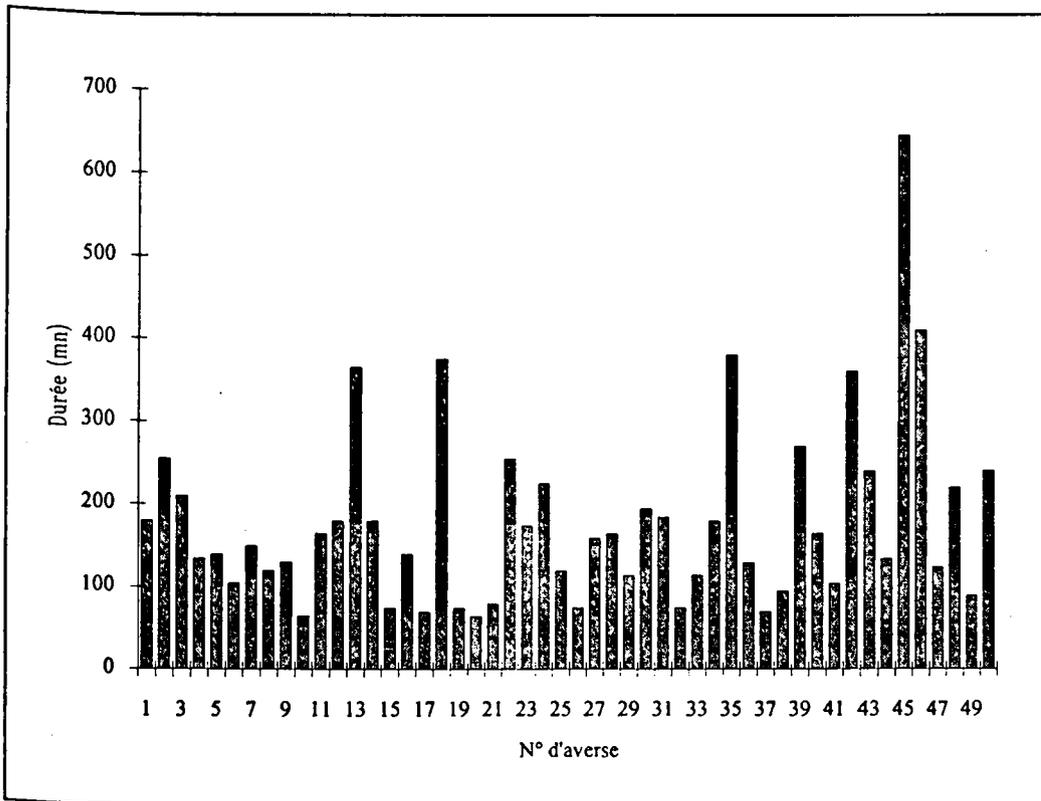


Fig.B.I.2 : Durée des événements pluvieux sélectionnés.

Événement	Durée (mn)	Imax (60') (mm/h)	Imax (30') (mm/h)	Imax (15') (mm/h)	Cumul max (mm)
30/05/89 10h30	180	44.8	51.2	88.8	46.8
11/06/88 20h15	255	36.4	41.6	59.2	52.6
17/05/88 16h30	210	30.8	58.0	78.4	49.7
12/06/88 14h50	135	29.4	46.4	74.4	30.4
26/05/88 03h50	140	29.1	52.8	78.4	30.7
07/07/87 23h45	105	28.0	54.0	86.4	28.4
07/08/89 20h45	150	27.2	50.0	87.2	28.2
14/08/90 15h00	120	24.1	47.2	84.8	24.2
01/05/92 19h25	130	23.1	32.4	35.2	24.2
29/06/88 20h00	65	22.9	42.8	56.0	23.0
29/06/90 12h00	165	22.2	36.8	52.0	25.2
30/06/90 16h00	180	21.9	41.6	54.5	30.6
26/05/92 14h15	365	21.5	40.0	63.2	22.0
27/06/90 13h30	180	21.4	31.6	58.4	24.4
11/08/92 14h20	75	21.0	39.8	68.8	21.0
26/06/87 15h40	140	20.4	30.8	52.0	20.8
17/05/88 14h50	70	20.1	39.8	70.4	20.2
06/08/89 11h00	375	19.6	36.8	50.4	24.0
01/07/88 13h30	75	19.4	36.4	60.0	19.6
16/05/88 22h10	65	19.0	36.0	51.2	19.0
28/06/88 10h30	80	18.6	35.6	67.2	18.7
13/08/90 10h15	255	17.8	32.4	44.8	19.6
27/05/89 15h20	175	17.7	32.7	62.4	19.8
26/08/90 12h15	225	17.6	26.8	38.4	18.2
07/07/91 20h00	120	16.9	24.0	36.8	17.0
30/06/90 09h00	75	16.6	32.1	58.4	16.6
26/06/87 04h40	160	15.9	24.8	40.0	22.8
24/07/89 11h15	165	15.4	28.4	37.6	16.2
18/08/87 01h35	115	15.0	28.4	40.8	15.4
07/09/90 14h00	195	13.6	22.8	30.4	14.4
05/06/92 19h40	185	13.0	17.8	26.4	15.4
30/05/89 15h45	75	12.8	25.4	48.8	12.8
25/10/92 15h05	115	12.7	20.2	34.9	14.4
02/07/92 08h50	180	12.6	19.9	32.8	14.8
11/09/91 21h00	380	12.5	14.4	22.4	27.1
07/07/87 06h05	130	12.4	20.8	27.2	12.8
22/07/87 15h30	70	12.4	24.7	47.2	12.4
25/05/92 14h50	95	12.0	23.9	45.6	12.0
26/08/89 14h00	270	11.8	15.6	29.6	14.6
22/09/91 18h50	165	11.7	20.2	32.0	13.3
22/09/90 13h45	105	11.7	23.1	44.8	11.8
27/02/90 04h00	360	11.5	18.4	31.2	15.4
07/06/90 13h00	240	11.5	21.2	35.2	13.4
23/09/89 00h15	135	11.5	18.8	30.4	12.4
30/08/90 21h15	645	11.4	15.2	21.6	28.4
05/10/91 19h10	410	11.3	17.7	29.6	25.8
30/05/88 13h40	125	11.3	20.8	30.4	11.4
26/07/91 16h35	220	11.2	20.5	37.6	16.7
25/07/91 15h30	90	11.0	19.3	30.4	11.4
23/05/90 12h00	240	10.8	20.4	31.2	12.6

Tab.B.I.1 : Caractéristiques pluviométriques des 50 événements pluvieux sélectionnés

## B.II PROPRIETES STATISTIQUES DES CHAMPS DE PRECIPITATION

### B.II.1 Analyse théorique

Le champ de précipitation sur un domaine (D) pendant un intervalle de temps  $\Delta t_k$  fixe où  $k= 1..p$  et  $p$ : le nombre total d'intervalle de temps de longueur  $\Delta t$  au cours de la séquence pluvieuse peut être considéré en se plaçant dans un cadre probabiliste comme une réalisation particulière ( $\omega$ ), d'une fonction aléatoire:

$$\{ H(x_i, \omega), x_i \in D, \omega \in \Omega \}$$

$\Omega$  : représente un espace de probabilité

Le but poursuivi est d'identifier les caractéristiques statistiques de cette variable à partir d'un ensemble de mesures (généralement ponctuelles) du phénomène. Cette démarche permet de résoudre avec une certaine optimalité le problème de l'estimation de la variable en des points dépourvus de mesures.

Une caractérisation suffisante de la fonction aléatoire est fournie par la connaissance de ses deux premiers moments, c'est à dire l'espérance mathématique :  $E[H(x_i)]$  et la covariance :  $cov[H(x_i), H(x_j)]$  pour tous points  $x_i$  et  $x_j$  appartenant au domaine (D).

Une estimation de ces deux moments aux points de mesure disponibles peut être obtenue à partir d'une série temporelle de réalisations indépendantes de la fonction aléatoire. L'extension de cette connaissance à l'ensemble des points du domaine (D) implique le recours à des hypothèses concernant les propriétés statistiques de la fonction aléatoire. Ces hypothèses se compliquent dans le cas où la série temporelle est très courte, voire réduite à une seule réalisation.

#### B.II.1.1 Moyennes spatiales

Pendant le pas de temps  $\Delta t_k$  fixe, au point  $x_i$  appartenant au domaine (D), la variable aléatoire  $H(x_i)$  peut prendre  $N$  valeurs correspondant aux  $N$  réalisations du processus aléatoire. Soit  $H_j(x_i, \Delta t_k)$  la  $j^{\text{ème}}$  réalisation parmi ces  $N$  réalisations.

Les moments statistiques de la fonction aléatoire d'ordre un et deux sont :

$$\mu_{\Delta t_k}(x_i) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N H_j(x_i, \Delta t_k) \quad \text{B.II.1}$$

$$\sigma^2_{\Delta t_k}(x_i) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N [H_j(x_i, \Delta t_k) - \mu_{\Delta t_k}(x_i)]^2 \quad \text{B.II.2}$$

En réalité, la détermination de ces deux moments n'est pas possible directement car on ne dispose pendant l'intervalle de temps  $\Delta t_k$  fixe que d'une seule réalisation  $j$  parmi les  $N$  réalisations de l'ensemble conceptuel considéré.

Les seules valeurs accessibles pour un pas de temps  $\Delta t_k$ , sont la moyenne et la variance spatiale estimées à partir des points de mesures  $(x_i)$  disponibles sur l'ensemble du domaine  $(D)$  et qui sont définies par:

$$\mu_{\Delta t_k}(D) = \frac{1}{N_p} \sum_{i=1}^{N_p} H(x_i, \Delta t_k) \quad \text{B.II.3}$$

$$\sigma^2_{\Delta t_k}(D) = \frac{1}{N_p} \sum_{i=1}^{N_p} [H(x_i, \Delta t_k) - \mu_{\Delta t_k}(D)]^2 \quad \text{B.II.4}$$

$N_p$  : nombre de points de mesures sur le domaine  $(D)$

Dans le cas où le phénomène aléatoire est stationnaire d'ordre 2 et isotrope, la moyenne de l'ensemble des réalisations en un point  $x_i$  peut être approchée par la moyenne spatiale sur le domaine  $(D)$ . Les moments statistiques et spatiaux d'ordre 1 et 2 sont alors égaux en tous points  $(x_i)$  du domaine  $(D)$ :

$$\begin{aligned} \mu_{\Delta t_k}(x_i) &= \mu_{\Delta t_k}(D) \\ \sigma^2_{\Delta t_k}(x_i) &= \sigma^2_{\Delta t_k}(D) \quad \forall x_i \in D \end{aligned}$$

Un phénomène aléatoire est dit stationnaire d'ordre 2 si la fonction de covariance de ce phénomène ne dépend pas du point d'appui  $(x_0)$  (Ventsnel, 1973). C'est à dire que la fonction de covariance  $\text{Cov}(x_0, x_i)$ ,  $(x_i)$  étant un point quelconque appartenant au domaine  $(D)$ , ne dépend que du vecteur  $x_0 x_i$  autrement dit de l'orientation et de la distance entre les deux points  $x_0$  et  $x_i$ .

L'hypothèse d'isotropie spatiale signifie que la fonction de covariance ne dépend pas de l'orientation entre les deux points.

Le phénomène des précipitations est isotrope et stationnaire d'ordre 2 sur un domaine (D) signifie alors que la fonction de covariance de la variable aléatoire (hauteur de pluie) entre deux points appartenant à ce domaine, ne dépend que de la distance entre ces deux points.

### B.II.1.2 Moyennes climatologiques

Pendant la séquence pluvieuse d'une durée T, on dispose de p champs de pluie successifs d'une durée  $\Delta t_k$ . La moyenne et la variance climatologique à un point quelconque ( $x_i$ ) appartenant au domaine (D) pour l'ensemble de la séquence pluvieuse sont définies par:

$$\mu_T(x_i) = \frac{1}{p} \sum_{k=1}^p H(x_i, \Delta t_k) \quad \text{B.II.5}$$

$$\sigma^2_T(x_i) = \frac{1}{p} \sum_{k=1}^p [H(x_i, \Delta t_k) - \mu_T(x_i)]^2 \quad \text{B.II.6}$$

$H(x_i, \Delta t_k)$  : est la valeur du taux des précipitations au point ( $x_i$ ) pendant l'intervalle de temps  $\Delta t_k$ .

$k = 1 \dots P$  où  $P = T / \Delta t$  est le nombre d'intervalles de temps de longueur  $\Delta t$  au cours de la séquence pluvieuse.

### B.II.1.3 Coefficient de corrélation

Les variations spatiales des champs de précipitation peuvent être caractérisées par le coefficient de corrélation pour chaque couple de point ( $x_i, x_j$ ) appartenant au domaine (D), pour un intervalle de temps  $\Delta t$  donné. En se plaçant dans le contexte climatologique, le coefficient de corrélation entre les deux séries temporelles de mesures obtenues aux deux points ( $x_i, x_j$ ), pendant un ou plusieurs événements pluvieux regroupés, peut être défini par:

$$\rho_{\Delta t}(x_i, x_j) = (1/p-1) \frac{\sum_{k=1}^p [H(x_i, \Delta t_k) - \mu_T(x_i)] [H(x_j, \Delta t_k) - \mu_T(x_j)]}{\sigma_T(x_i) \sigma_T(x_j)} \quad \text{B.II.7}$$

avec  $p$  le nombre de champs pluvieux consécutifs de pas de temps  $\Delta t$  au cours de la durée totale de la période considérée (un ou plusieurs événements).

## B.II.2 Vérification des hypothèses de stationnarité et d'isotropie

Les hypothèses de stationnarité d'ordre 2 et d'isotropie traduisent la continuité et l'homogénéité du phénomène des précipitations dans l'espace. Elles sont formulées dans la plupart des études relatives à la modélisation des distributions spatiales des champs de précipitation, qu'il s'agisse des coefficients d'abattement ou des techniques d'interpolation, déterministes ou probabilistes. L'adéquation de ces modèles à la réalité du phénomène étudié dépend en grande partie de la vérification de ces hypothèses. Nous avons choisi deux critères pour juger du bien fondé de ces hypothèses appliquées aux variations spatiales des champs de précipitations à des échelles de temps de 5 minutes à une heure:

- La fonction de corrélation  $\rho_{\Delta t}$  définie au (B.II.7) permet de vérifier l'hypothèse d'isotropie. En effet, dans le cas où le phénomène des précipitations est isotrope, la fonction  $\rho_{\Delta t}(x_i, x_j)$  ne doit pas dépendre de l'orientation du vecteur  $(x_i, x_j)$  mais uniquement de la distance séparant les deux points  $(x_i, x_j)$ .

- Les distributions des écarts à la moyenne des postes, des hauteurs observées à chaque poste pour des pas de temps de 5 minutes à 1 heure sur un nombre suffisant d'événements, représentent un indice important pour qualifier la stationnarité du phénomène. Dans le cas où le phénomène est stationnaire d'ordre 2, les distributions de ces écarts sont gaussiennes de moyenne nulle et d'écart-type constant.

### B.II.2.1 Etude de la fonction de corrélation

Les mesures pluviométriques sont moyennées pour chaque pas de temps  $\Delta t_k$ . Nous disposons alors, pour chaque station, d'une série de mesures égale au nombre de pas de temps contenu dans la somme des durées totale des 50 événements pluvieux.

Le coefficient de corrélation  $\rho_{\Delta t}(x_i, x_j)$  entre deux points de mesure  $(x_i, x_j)$  est calculé à partir de la formule (B.II.7).

la valeur du couple  $[H(x_i, \Delta t_k), H(x_j, \Delta t_k)]$  relative au champ  $k$  n'est pas prise en compte dans le calcul du coefficient de corrélation entre les deux stations  $x_i$  et  $x_j$  dans le cas où :

- l'une des deux valeurs  $H(x_i, \Delta t_k)$  ou  $H(x_j, \Delta t_k)$  est signalée douteuse ou fautive dans la critique et la validation des données. Ceci permet de minimiser au maximum les erreurs relatives à la mesure des données pluviométriques, et qui peuvent avoir une incidence non négligeable sur l'interprétation des résultats.

- à chaque fois que les deux valeurs sont nulles. Ceci permet d'éviter d'augmenter artificiellement le coefficient de corrélation dans le cas où il ne pleut pas sur les deux stations.

- à chaque fois que l'une des valeurs est nulle. Ceci permet de ne considérer les coefficients de corrélation pour un pas de temps donné qu'à l'intérieur du champ de précipitations. Cette démarche permet de tenir compte des problèmes d'intermittence qui peuvent être une source de non stationnarité extérieure à celle propre au phénomène lui-même.

Pour chaque couple de postes nous avons calculé à partir de la série de mesures constituée par les 50 événements pluvieux sélectionnés, le coefficient de corrélation ainsi que l'orientation des deux postes par rapport à un repère Nord-Sud, Est-Ouest. Chaque couple de pluviographes est caractérisé par :

- la distance qui sépare les deux postes.
- l'orientation géographique de l'emplacement de ces deux pluviographes.
- le coefficient de corrélation entre les deux postes.

Les champs pluvieux sont considérés à différents pas de temps allant de 5 minutes à une heure.

Les variations des coefficients de corrélation moyennes en fonction des classes de distance interpostes, pour les pas de temps de 5, 15, 30 et 60 minutes, sont représentés (Fig.B.II.1)

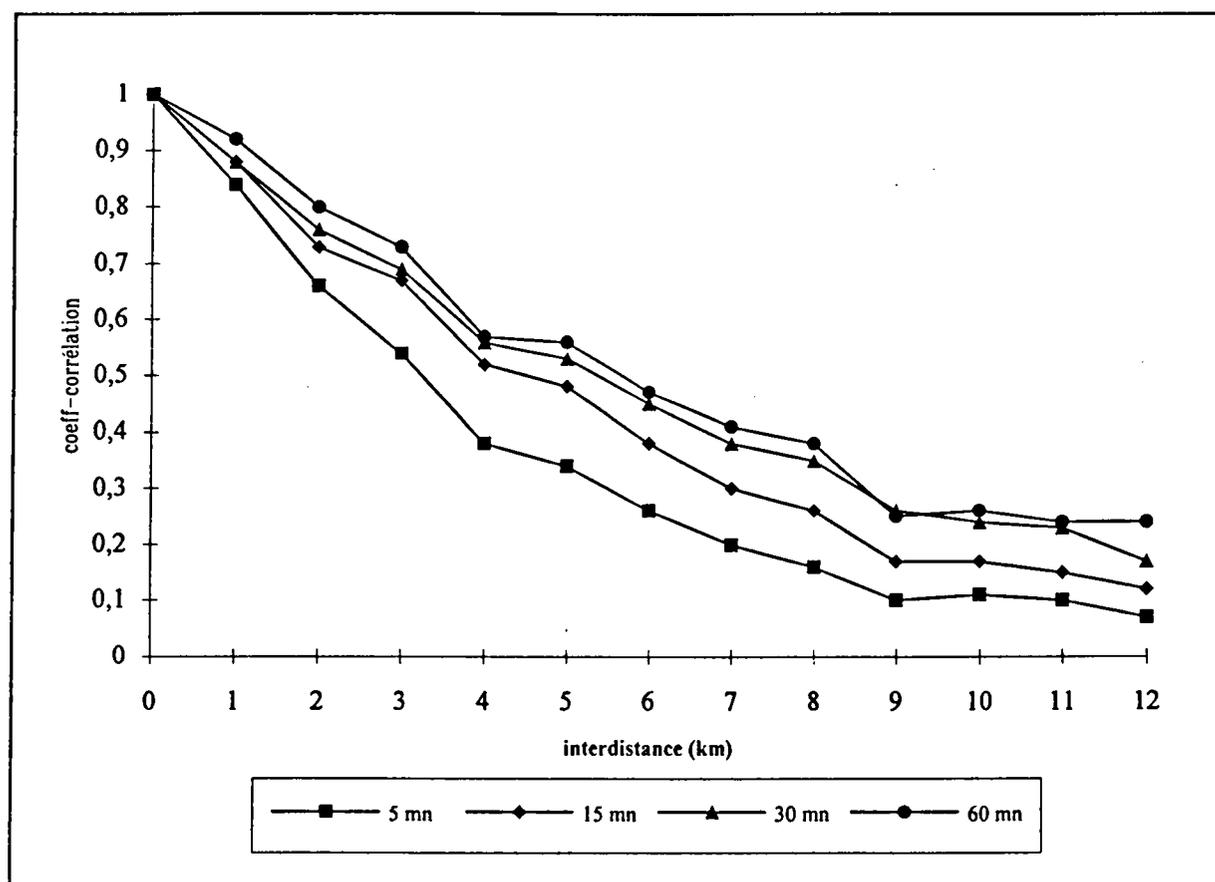


Fig.B.II.1: Variations des coefficients de corrélation en fonction de la distance à différents pas de temps.

Pour un couple de poste donné  $(x_i, x_j)$ , l'orientation  $x_i x_j$  est égale à l'orientation  $x_j x_i$  (le sens d'orientation n'est pas pris en compte), les variations des coefficients de corrélation en fonction de l'orientation des postes sont représentées par classe de distance sur des demi-cercle. Les demi-cercles représentent des niveaux de corrélation. Chaque couple de poste est représenté par un segment de droite dont l'orientation est égale à l'orientation du couple et la longueur correspond à la valeur du coefficient de corrélation entre les deux postes de mesure qui constituent le couple.

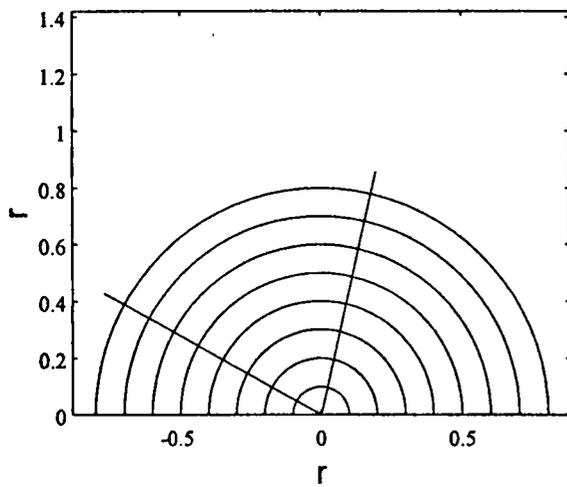
Les variations des coefficients de corrélation en fonction de l'orientation des postes sont comparables pour l'ensemble des pas de temps allant de 5 minutes à une heure, c'est pourquoi, nous avons choisi de présenter uniquement les résultats pour les pas de temps de 15 et 60 minutes (Fig.B.II.2 et Fig.B.II.3).

$\Delta t = 15$  minutes

**classe1 : 0 - 1 km**

$r_{\text{moy}} = 0.88$

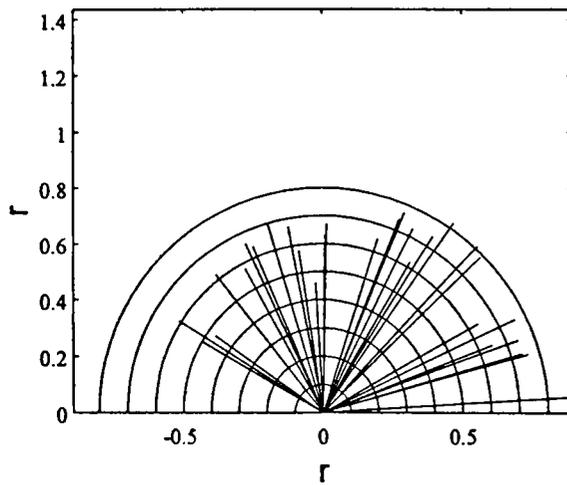
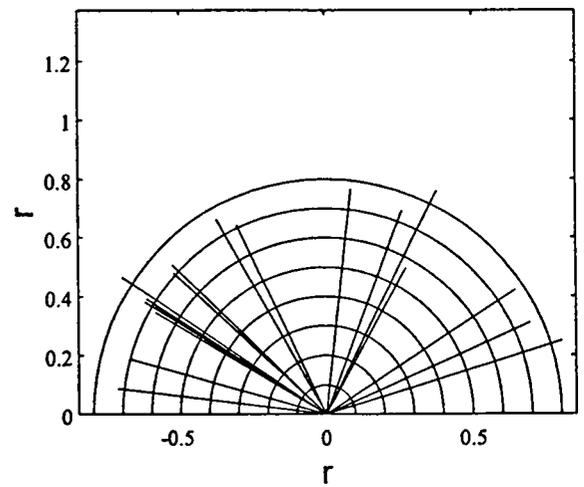
$E_{\text{type}} = 0.00$



**classe2 : 1 - 2 km**

$r_{\text{moy}} = 0.73$

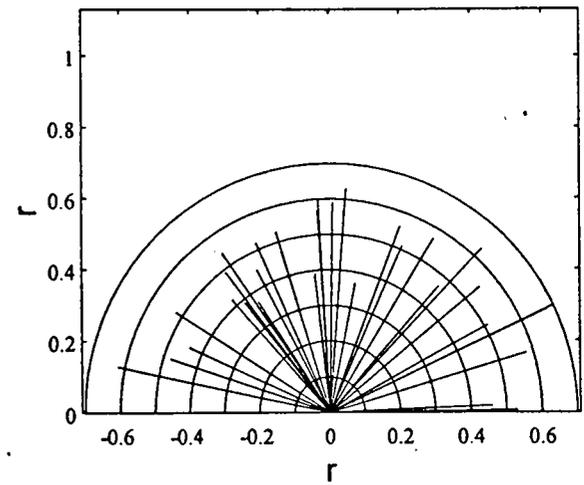
$E_{\text{type}} = 0.06$



**classe3 : 2 - 3 km**

$r_{\text{moy}} = 0.67$

$E_{\text{type}} = 0.10$

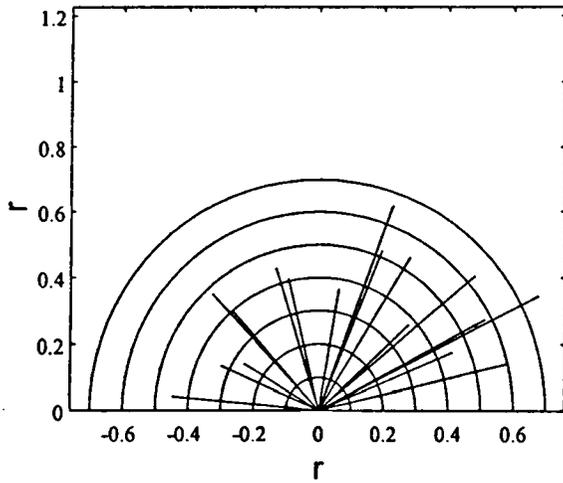
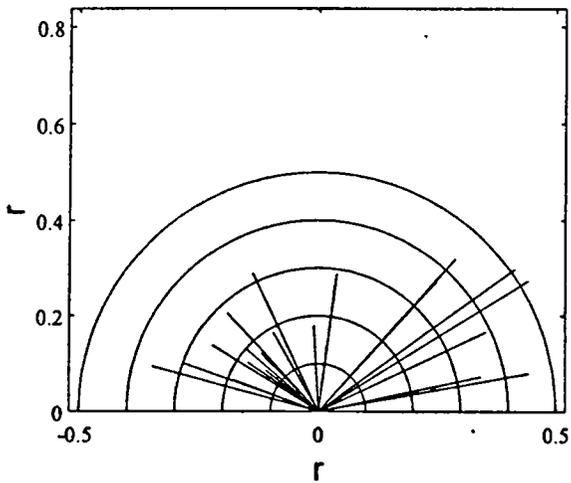
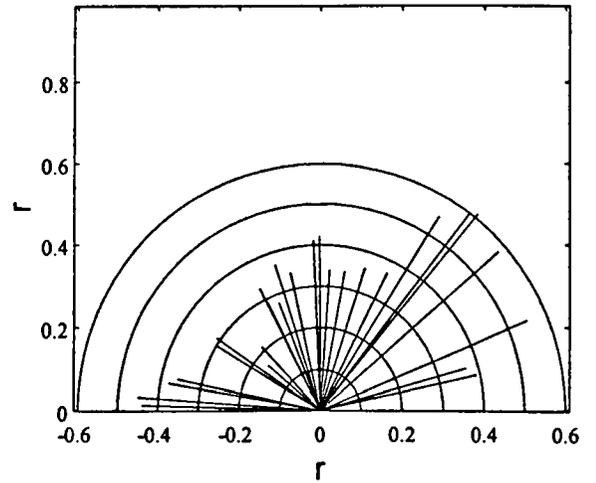
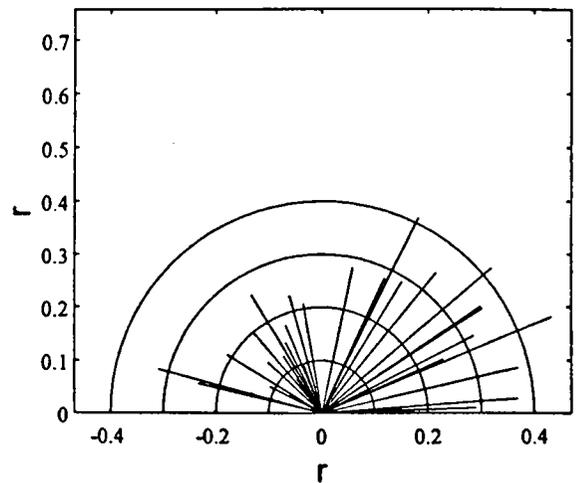


**classe4 : 3 - 4 km**

$r_{\text{moy}} = 0.52$

$E_{\text{type}} = 0.08$

Fig.B.II.2: Variation des coefficients de corrélation en fonction de l'orientation des postes pour différents classes de distance interpostes pour le pas de temps de 15 minutes.

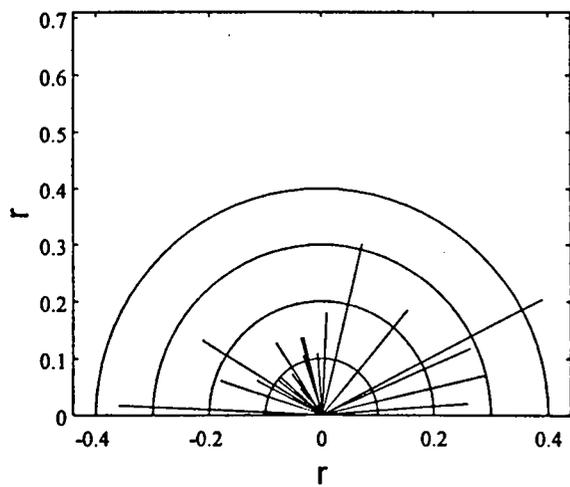
$\Delta t = 15$  minutes**classe5 : 4 - 5 km** $r_{\text{moy}} = 0.48$  $E_{\text{type}} = 0.12$ **classe6 : 5 - 6 km** $r_{\text{moy}} = 0.38$  $E_{\text{type}} = 0.11$ **classe7 : 6 - 7 km** $r_{\text{moy}} = 0.30$  $E_{\text{type}} = 0.11$ **classe8 : 7 - 8 km** $r_{\text{moy}} = 0.26$  $E_{\text{type}} = 0.10$

$\Delta t = 15$  minutes

**classe9 : 8 - 9 km**

$r_{\text{moy}} = 0.17$

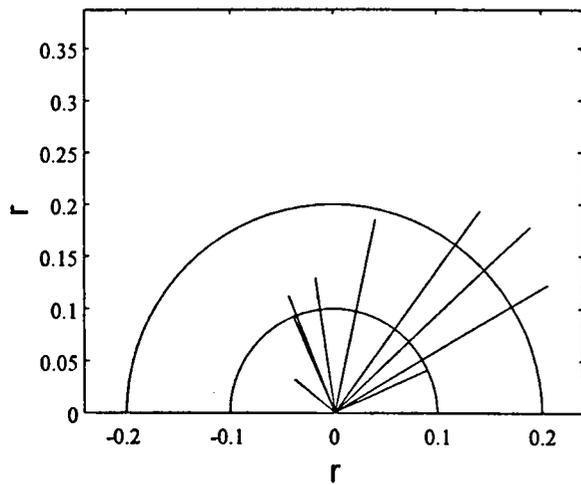
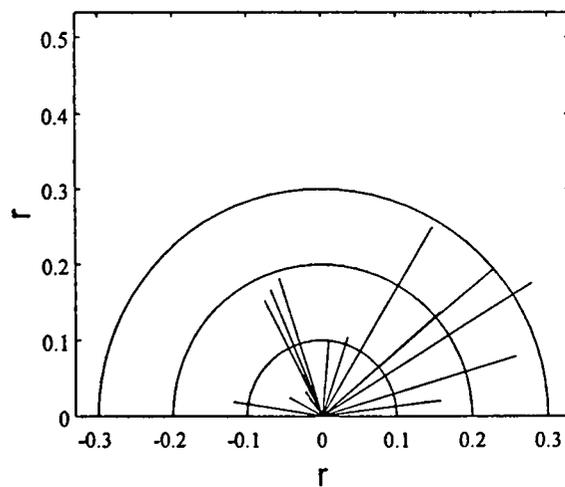
$E_{\text{type}} = 0.10$



**classe10 : 9 - 10 km**

$r_{\text{moy}} = 0.17$

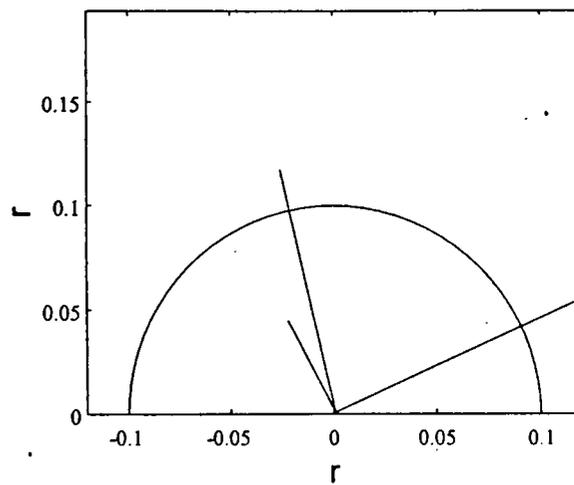
$E_{\text{type}} = 0.09$



**classe11 : 10 - 11 km**

$r_{\text{moy}} = 0.15$

$E_{\text{type}} = 0.07$



**classe12 : 11 - 12 km**

$r_{\text{moy}} = 0.12$

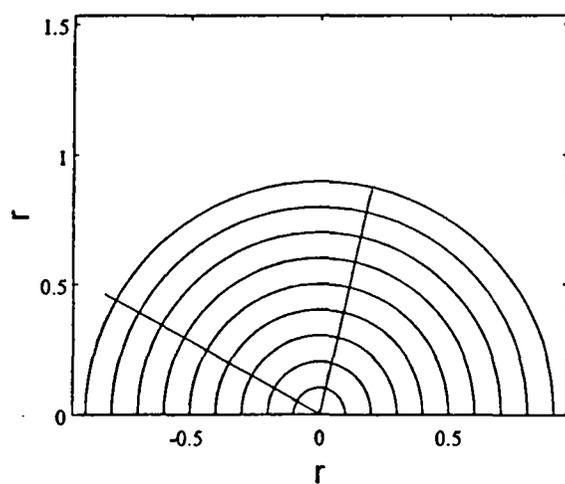
$E_{\text{type}} = 0.06$

$\Delta t = 60$  minutes

**classe1 : 0 - 1 km**

$r_{\text{moy}} = 0.92$

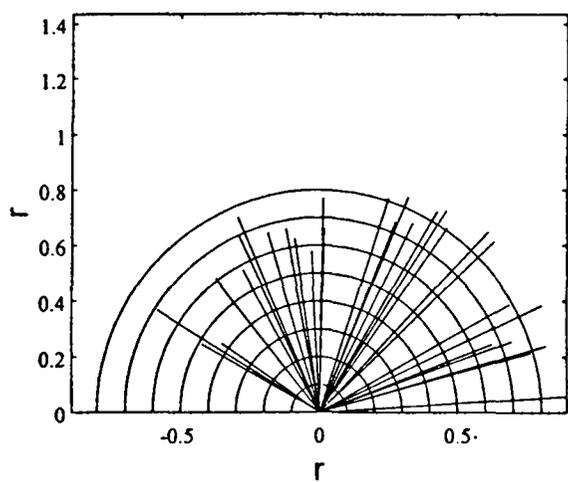
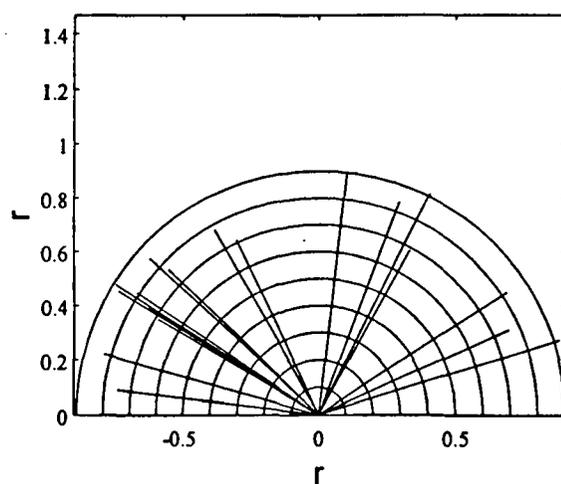
$E_{\text{type}} = 0.04$



**classe2 : 1 - 2 km**

$r_{\text{moy}} = 0.80$

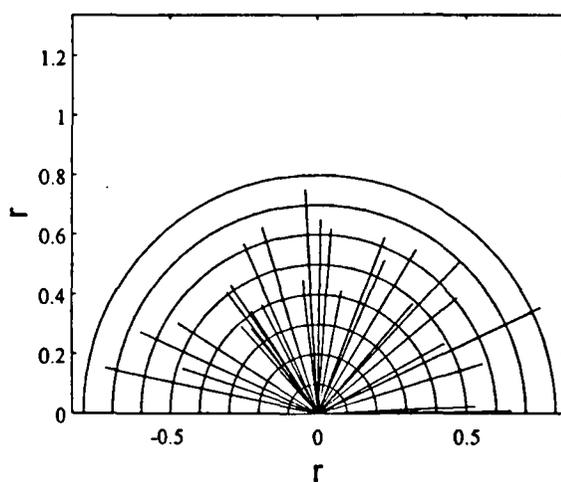
$E_{\text{type}} = 0.07$



**classe3 : 2 - 3 km**

$r_{\text{moy}} = 0.73$

$E_{\text{type}} = 0.12$

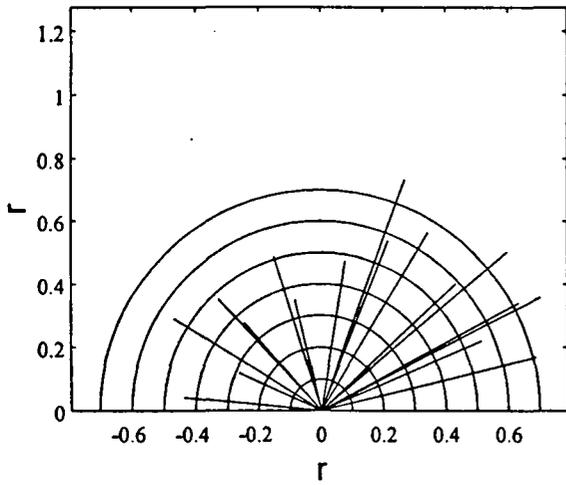
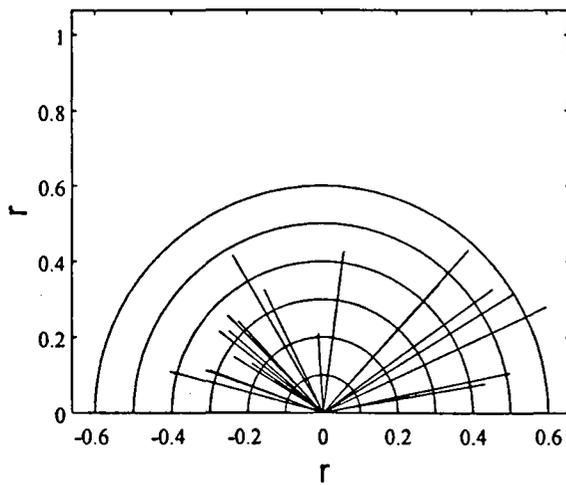
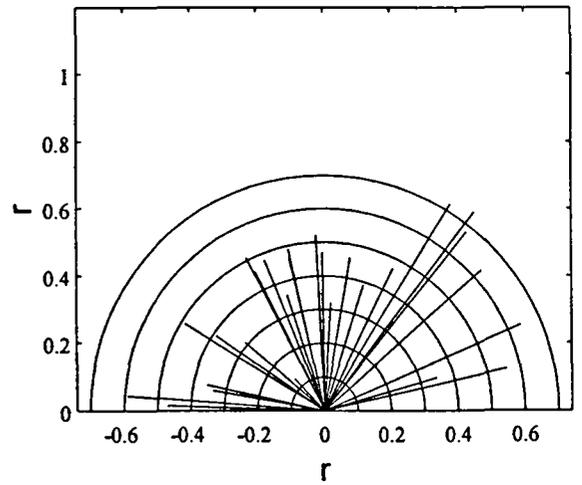
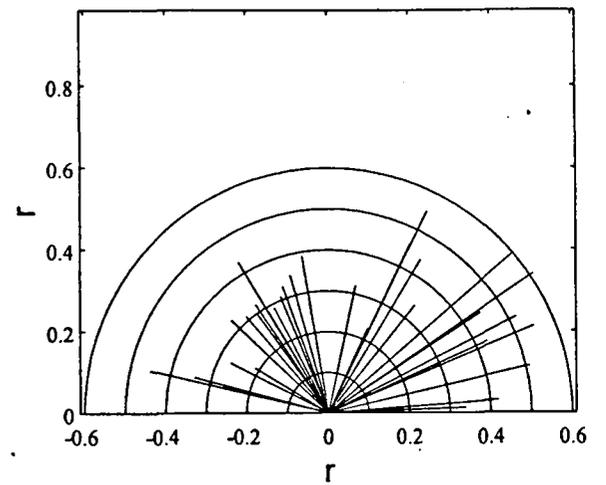


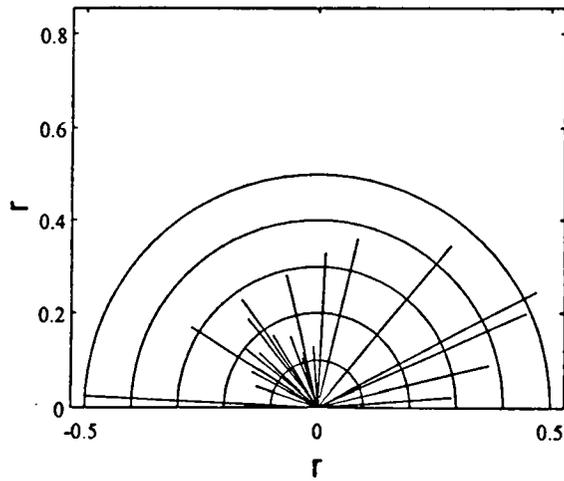
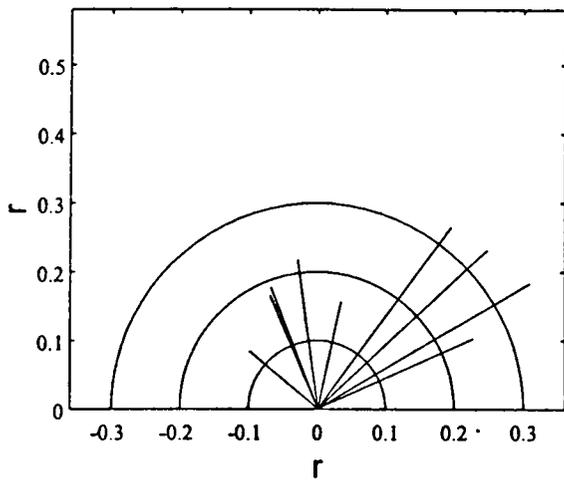
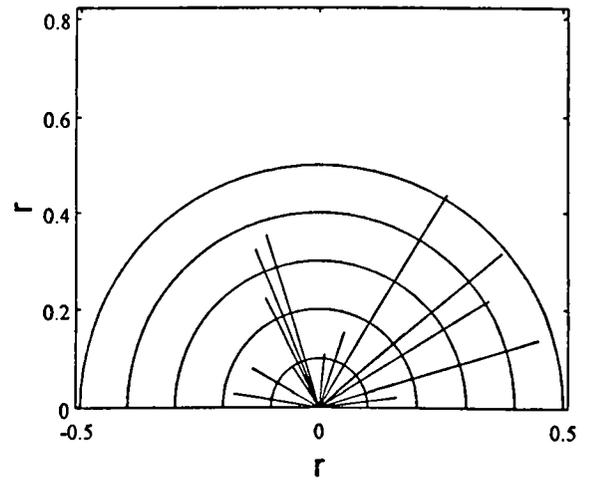
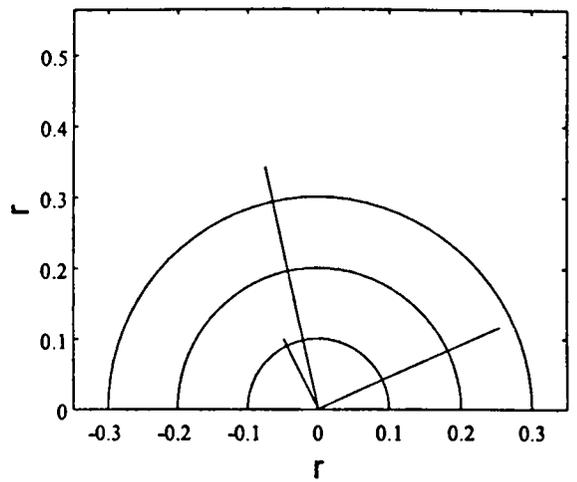
**classe4 : 3 - 4 km**

$r_{\text{moy}} = 0.57$

$E_{\text{type}} = 0.12$

Fig.B.II.3: Variation des coefficients de corrélation en fonction de l'orientation des postes pour différents classes de distance interpostes pour le pas de temps de 60 minutes.

$\Delta t = 60$  minutes**classe5 : 4 - 5 km** $r_{\text{moy}} = 0.56$  $E_{\text{type}} = 0.15$ **classe6 : 5 - 6 km** $r_{\text{moy}} = 0.47$  $E_{\text{type}} = 0.13$ **classe7 : 6 - 7 km** $r_{\text{moy}} = 0.41$  $E_{\text{type}} = 0.12$ **classe8 : 7 - 8 km** $r_{\text{moy}} = 0.38$  $E_{\text{type}} = 0.10$

$\Delta t = 60$  minutes**classe9 : 8 - 9 km** $r_{\text{moy}} = 0.25$  $E_{\text{type}} = 0.13$ **classe10 : 9 - 10 km** $r_{\text{moy}} = 0.26$  $E_{\text{type}} = 0.15$ **classe11 : 10 - 11 km** $r_{\text{moy}} = 0.24$  $E_{\text{type}} = 0.08$ **classe12 : 11 - 12 km** $r_{\text{moy}} = 0.24$  $E_{\text{type}} = 0.12$

### B.II.2.1.1 Analyse des résultats

L'analyse de la fonction de corrélation montre une décroissance rapide du coefficient de corrélation en fonction de la distance. Cette décroissance diminue quand le pas de temps augmente. On remarque une absence de corrélation significative ( $\rho_{\Delta t} < 0.5$ ) au delà de 3 km autour du point considéré pour le pas de temps de 5 minutes, au-delà de 4 km pour les pas de temps de 15 minutes, de 5 km pour le pas de temps de 30 minutes, et au-delà de 6 km pour le pas de temps de 60 minutes. Ces résultats mettraient donc en défaut pour ces pas de temps (5' à 1h), les hypothèses de continuité et d'existence d'une structure d'autocorrélation spatiale du phénomène des précipitations, sur des bassins de grande étendue.

On admet que pour pouvoir extrapoler les données enregistrées par un réseau de pluviographes d'une façon statistiquement significative, en tenant compte de la variabilité spatiale moyenne des champs des précipitations pendant un intervalle de temps  $\Delta t$ , il faudrait que le coefficient de corrélation, entre deux points distants de la moitié de la maille élémentaire du réseau, soit au moins supérieur à 0.8.

Dans ces conditions, il faudrait donc que la maille élémentaire du réseau de mesure soit inférieure à 2 km pour pouvoir travailler à des pas de temps de 5 minutes, 3 km pour 15 à 30 minutes et 4 km pour des pas de temps de 60 minutes.

Le tableau (Tab.B.II.2) suivant regroupe, en fonction du pas de temps choisi, la surface maximale sur laquelle on peut admettre l'existence d'une structure d'autocorrélation spatiale homogène et continue des champs de précipitation, ainsi que la densité du réseau de mesure préconisée pour que le coefficient de corrélation entre deux points quelconques du domaine d'étude distants de la moitié de la maille élémentaire du réseau soit au moins égal à 0.8.

pas de temps	$\Delta t=5$ mn	$\Delta t=15$	$\Delta t=60$ mn
Surface du bassin	3000 ha	5000 ha	10 000 ha
Densité du réseau	1 pluv/4 km <sup>2</sup>	1 pluv/9 km <sup>2</sup>	1 pluv/12 km <sup>2</sup>

Tab.B.II.2 : densités utiles et taille du bassin versant pour différents pas de temps.

L'analyse des variations de la fonction de corrélation en fonction de l'orientation des points de mesure montre que:

- Pour une même orientation et une distance comparable, le coefficient de corrélation peut varier sensiblement en fonction de l'emplacement des couples de mesure.

- pour une classe de distance donnée, les variations de la fonction de corrélation avec l'orientation des postes est insensible aux variations des pas de temps de 5' à 1 heure. Ceci veut dire que l'isotropie ou l'absence d'isotropie des champs des précipitations ne dépend pas du pas de temps choisi de 5' à 1 heure.

- Pour les distances supérieures à 4 km on remarque une nette distinction de l'orientation Sud-Ouest Nord-Est qui se caractérise par une augmentation de la fonction de corrélation entre les postes orientés dans cette direction. A l'inverse les postes orientés Nord-Ouest Sud-Est se caractérisent par des faibles coefficients de corrélation. Ces résultats mettraient en cause l'hypothèse d'isotropie des champs des précipitations sur l'agglomération nancéenne sur des zones de rayon supérieur à 4 km. Ceci étant vrai pour les différents pas de temps allant de 5 minutes à 1 heure.

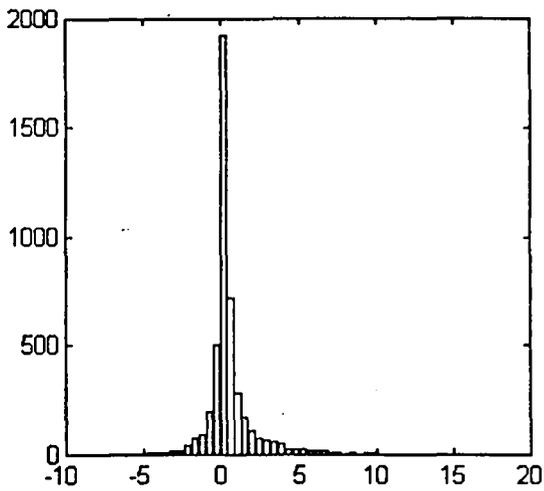
- pour les distances inférieures à 4 km, les variations de la fonction de corrélation sont semblables dans toutes les directions. Aucune direction ne se distingue par rapport aux autres. Plus la distance entre les postes est faible plus l'écart type de ces variations est faible.

On peut en conclure, qu'en ce qui concerne les variations moyennes, les champs des précipitations peuvent être considérés comme isotropes sur des bassins dont le rayon est inférieur à 4 km. On peut parler d'une isotropie locale des variations moyennes des champs des précipitations sur des petits bassins pour des pas de temps de 5 minutes à 1 heure.

### **B.II.2.2 Les distributions des écarts à la moyenne**

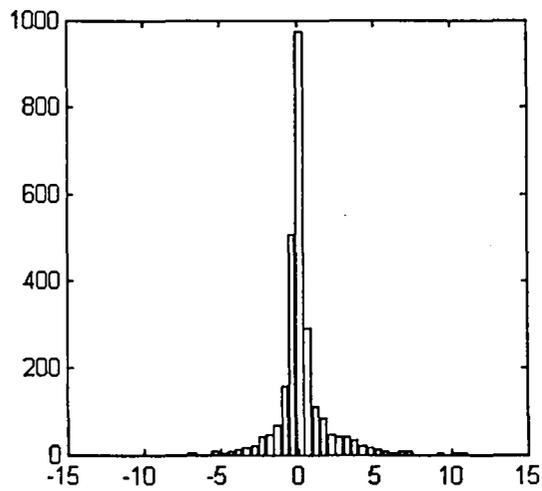
A partir de la série de mesures des 50 événements pluvieux sélectionnés nous avons calculé, pour chaque point de mesure, son écart à la moyenne par rapport aux pluviographes qui l'entourent dans un rayon donné (Les rayons considérés sont: < à 4 km, de 4 à 6 km, de 6 à 8 km, et > à 8 km). Nous avons ensuite regroupé les séries d'écarts calculés pour l'ensemble des points de mesures disponibles sur l'agglomération par classe de rayon. Nous avons ainsi approché, pour un point quelconque appartenant au domaine considéré, les distributions des écarts entre la pluie ponctuelle observée en ce point et la pluie moyenne environnante. Nous avons vu que dans le cas où le phénomène est stationnaire, la moyenne en un point quelconque du domaine (D) peut être approchée par la moyenne spatiale de l'ensemble des points de mesures sur ce même domaine.

Les distributions de ces écarts sont représentées dans les graphiques suivants: Fig.B.II.4 et Fig.B.II.5.



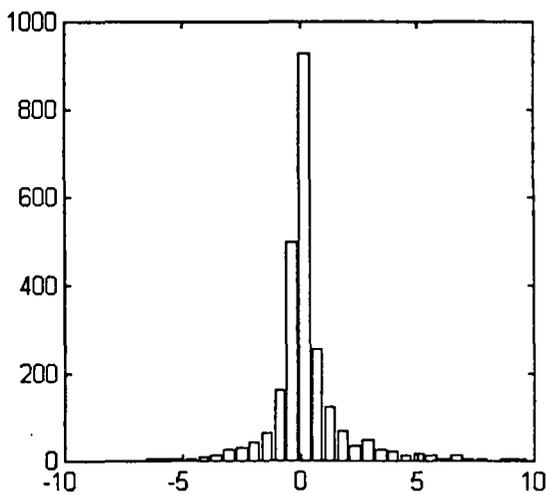
écart à la moyenne (mm)

$d < 4$  km



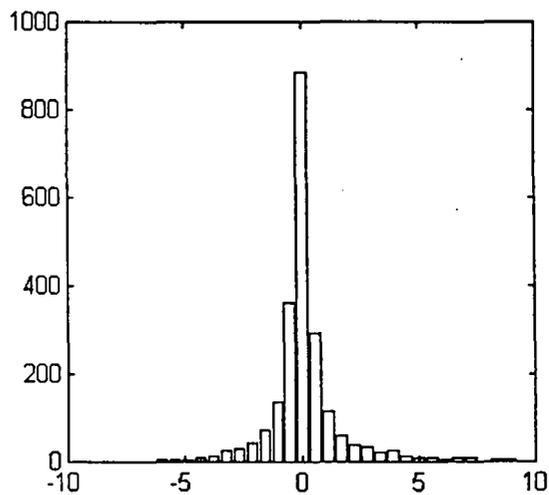
écart à la moyenne (mm)

$4 \text{ km} < d < 6$  km



écart à la moyenne (mm)

$6 \text{ km} < d < 8$  km



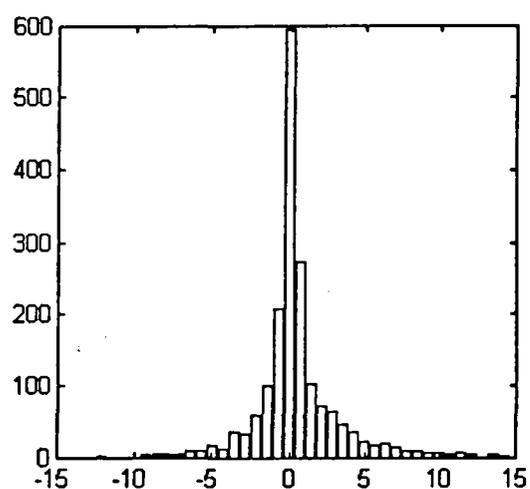
écart à la moyenne (mm)

$d > 8$  km

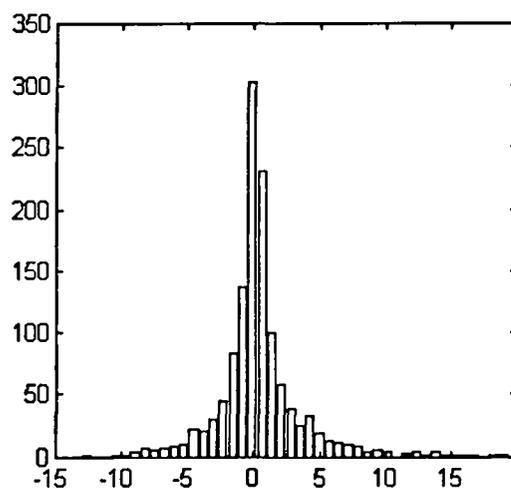
Fig.B.II.4 distribution des écarts à la moyenne pour différentes classes de distance ( $\Delta t = 15$  mn)

interdistance	$d < 4$ km	$4 < d < 6$ km	$6 < d < 8$ km	$d > 8$ km
Moyenne (mm/h)	0.50	0.32	0.30	0.20
Ecart-type (mm/h)	6.88	7.52	7.44	7.40

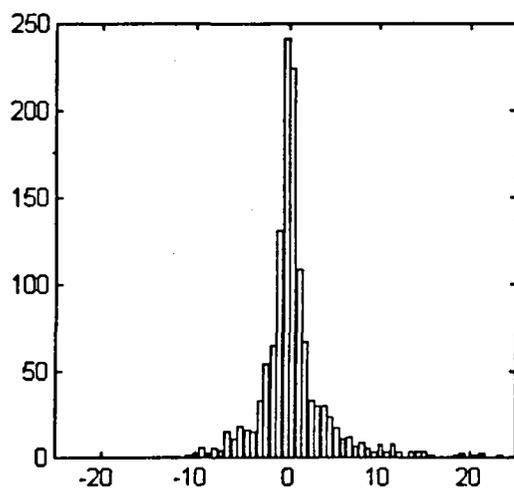
Tab.B.II.3 : Moyenne et écart-type des distributions des écarts à la moyenne



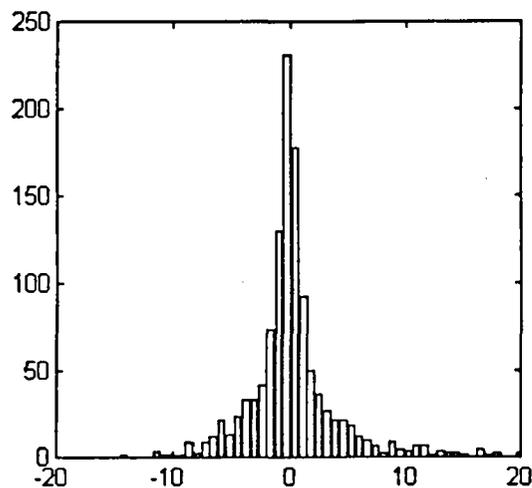
écart à la moyenne (mm)

 $d < 4$  km

écart à la moyenne (mm)

 $4 \text{ km} < d < 6$  km

écart à la moyenne (mm)

 $6 \text{ km} < d < 8$  km

écart à la moyenne (mm)

 $d > 8$  kmFig.B.II.5 : distribution des écarts à la moyenne pour différentes classes de distance ( $\Delta t = 60$  mn)

interdistance	$d < 4$ km	$4 < d < 6$ km	$6 < d < 8$ km	$d > 8$ km
Moyenne	0.56	0.45	0.50	0.25
Ecart-type	3.11	3.39	3.64	3.75

Tab.B.II.4 : Moyenne et écart-type des distributions des écarts à la moyenne

Nous constatons que:

- La moyenne de ces distributions n'est pas nulle. Ce qui signifie l'existence d'une légère dérive. L'hypothèse de la stationnarité d'ordre 1 n'est que partiellement vérifiée.
- les écarts types de ces distributions sont assez stables, ce qui confirme la stationnarité de cette grandeur dans le temps et dans l'espace.
- la moyenne de ces distributions est significativement positive pour les différents rayons et les différents pas de temps considérés. Ce qui signifie que l'intensité de la pluie se produisant à un point quelconque du réseau, sur une durée  $\Delta t$ , est supérieure à l'intensité moyenne sur la même durée et de même fréquence. Cette remarque confirme la notion de l'existence d'un épicode de la pluie qui correspond à la pluie maximale autour de laquelle on observe une décroissance de l'intensité pluvieuse.

### B.II.3 Conclusion

Nous avons étudié les corrélations des hauteurs de pluie tombées à des couples de postes, en fonction de la distance entre ces postes et de leur orientation, pour des durées variant de 5 minutes à 1 heure. Les résultats obtenus mettraient en défaut, pour ces durées, l'existence d'une structure spatiale continue et homogène au delà d'une certaine zone dont le rayon dépend du pas de temps considéré. Nous avons proposé (TabB.II.2), pour chaque pas de temps, la superficie maximale sur laquelle la structure spatiale des champs de précipitation pourrait être considérée comme continue. La modélisation des distributions spatiales des champs de précipitation ne pourrait être envisagée avec des modèles continus, en dehors de ces zones.

Dans un second temps, nous avons étudié les distributions des écarts à la moyenne des postes à divers pas de temps. Ces résultats montrent l'existence d'une légère dérive de la moyenne des champs de précipitation à l'échelle spatiale de l'agglomération. Cependant leurs écarts-types sont stationnaires. La moyenne de ces écarts est toujours positive ce qui confirme que la structure spatiale des champs des précipitations est organisée autour d'un point culminant appelé épicode. Ces résultats confirment la notion de coefficient d'abattement spatial.

Globalement, on peut conclure que les hypothèses d'isotropie et de stationnarité du phénomène des précipitations pour des pas de temps de 5 minutes à une heure sont localement vérifiés sur des zones de faible étendue. Ces résultats, nous sembleraient en grande partie liés d'une part au type de pluies étudiées et d'autre part à la spécificité de l'agglomération nancéenne. Leur transposition à d'autres agglomérations demanderait à être vérifiée.

### B.III LES COEFFICIENTS D'ABATTEMENT SPATIAL

Le coefficient d'abattement spatial peut être défini comme le rapport de la pluie moyenne sur une surface donnée à la pluie ponctuelle enregistrée sur cette même surface. Pendant très longtemps, et en l'absence de réseaux de mesures permettant une interpolation spatiale des données pluviométriques, les coefficients d'abattement étaient le seul moyen utilisé par les hydrologues pour le passage de la pluie ponctuelle à la pluie surfacique. L'approche des coefficients d'abattement intègre globalement, dans un seul coefficient, la complexité des structures de distribution spatiale des précipitations. Cette globalisation n'est pas sans conséquence sur la précision de la lame d'eau estimée à partir de ces coefficients surtout quand il s'agit de travailler à des faibles pas de temps d'intégration de l'ordre de quelques minutes.

Dans la pratique, deux types de coefficients d'abattement sont à distinguer, les coefficients déterministes à caractère événementiel, et les coefficients probabilistes déterminés à partir d'une série ponctuelle de référence.

#### B.III.1 les coefficients déterministes

Ces coefficients empiriques relient:

- soit la lame d'eau moyenne  $L(D, \Delta t)$  tombée sur un domaine  $D$ , pendant un intervalle de temps  $\Delta t$ , à la hauteur maximale ponctuelle synchrone,  $H_{\max}(x_0, y_0, \Delta t)$  tombée au point  $M(x_0, y_0)$  appartenant à cette surface, par la formule générale:

$$K(D, \Delta t) = \frac{L(D, \Delta t)}{H_{\max}(x_0, y_0, \Delta t)}$$

- soit la pluie ponctuelle  $H(x, y, \Delta t)$  tombant à la distance ( $d$ ) de cette pluie maximale selon la formule:

$$K(d, \Delta t) = \frac{H(x, y, \Delta t)}{H_{\max}(x_0, y_0, \Delta t)}$$

avec  $d = \sqrt{(x-x_0)^2 + (y-y_0)^2}$  est la distance entre le point  $M(x, y)$  et le point  $M_0(x_0, y_0)$  là où a été enregistrée la pluie maximale.

Le point  $M_0(x_0, y_0)$  du domaine (D) où se produit la pluie maximale, appelé aussi épïcentre de la pluie est en réalité impossible à localiser à l'aide d'un réseau de mesures ponctuelles. En effet, à coté du risque que cet épïcentre, au cours de l'intervalle de temps  $\Delta t$ , ne soit pas détecté par les quelques points de mesures dont on dispose sur le domaine D, il peut être complètement en dehors de ce domaine. Ce point est souvent assimilé à la pluie maximale observée par le réseau de mesure sur la surface considérée.

Plusieurs formules empiriques, fondées le plus souvent sur des domaines expérimentaux très réduits et rarement vérifiés à des faibles échelles de temps et d'espace en usage en hydrologie urbaine, ont été proposées pour la détermination de ces coefficients. Parmi ces formules on peut citer à titre indicatif:

- la formule de Burkli Ziegler

$$K(D) = A^{-x}$$

A : superficie du domaine D.

x : est un paramètre qui dépend de la région (x=0.05 pour la France).

D'autres chercheurs ont tenté d'améliorer les définitions des ces coefficients par l'introduction de nouveaux paramètres comme le pas de temps  $\Delta t$  (Desbordes et al., 1982).

Les coefficients d'abattement à caractère événementiel présentent un moyen rapide et simple pour estimer une lame d'eau moyenne, mais leur précision nous semble insuffisante pour répondre à des objectifs de gestion optimale des réseaux d'assainissement à des faibles pas de temps. Nous estimons qu'avec le développement, ces dernières années, des réseaux de mesures denses sur les bassins urbains, l'utilisation des méthodes d'interpolation spatiale à partir des enregistrements ponctuels de ces réseaux permettent une connaissance plus fine des distributions spatiales des champs des précipitations et une précision sur l'estimation de la lame d'eau nettement meilleure.

### B.III.2 Les coefficients probabilistes

Ces coefficients expriment les relations éventuelles entre une hauteur maximale ponctuelle d'une fréquence (F), tombant sur un domaine (D) pendant l'intervalle de temps  $\Delta t$ ,

$H_{\max}(D, \Delta t, F)$  et la moyenne sur ce domaine, pendant le même intervalle de temps de même fréquence,  $L(D, \Delta t, F)$ :

$$K(D, \Delta t, F) = \frac{L(D, \Delta t, F)}{H_{\max}(x_0, y_0, \Delta t, F)}$$

Posée en ces termes de probabilité, l'approche des coefficients d'abattement s'intègre naturellement dans la philosophie générale du projeteur et de l'aménageur des réseaux d'assainissement puisque les ouvrages sont dimensionnés en terme de risque de défaillance par rapport à une pluie (donc une lame d'eau) de période de récurrence connue. Dans ces conditions, l'approche des coefficients d'abattement probabilistes utilisée pour l'estimation des lames d'eau d'une fréquence rare, représente le moyen le plus approprié dont dispose les gestionnaires de l'eau en milieu urbain pour répondre à l'une des principales préoccupations, à savoir les dimensionnement des nouveaux ouvrages et l'aménagement des nouvelles zones urbaines.

L'utilisation des coefficients d'abattement en milieu urbain sur des pas de temps de quelques minutes ne pourrait être envisagé que dans les limites de la vérification des hypothèses de continuité et homogénéité de la structure spatiale du phénomène des précipitations sur la surface du bassin considéré. Nous avons conclu (II.3) que la structure spatiale des champs des précipitations pourrait être considérée comme continue aux pas de temps intéressant l'hydrologie urbaine, sur des petits bassins. Cette limitation de l'utilisation des coefficients d'abattement à des petits bassins versants n'est pas pénalisante en hydrologie urbaine, en effet souvent les agglomérations urbaines sont formées de petits sous bassins hydrologiquement indépendants.

Nous utiliserons cette approche dans l'estimation de la lame d'eau décennale sur les sous bassins de l'agglomération nancéienne.

### **B.III.3 Formulation théorique des coefficients d'abattement**

A notre connaissance la première formulation théorique des coefficients d'abattement est proposée par Roche, (1963), qui proposa la formulation suivante:

"Etant donné que la pluie ponctuelle en un point arbitraire de la surface S a une probabilité donnée, quelle est la pluie moyenne de même probabilité sur cette surface".

L'approche des coefficients d'abattement, ainsi définie, a été surtout employée en hydrologie générale (pas de temps d'intégration de 24 heures). Parmi les travaux les plus récents et pour ce qui concerne l'hydrologie urbaine on peut citer les travaux de (Niemczynowicz, 1982) qui a travaillé sur un réseau de 12 pluviographes sur la ville de Lund (Suède), et qui à partir de 588 épisodes pluvieux sélectionnés sur trois ans de mesures a proposé des courbes représentant les coefficients d'abattement en fonction de la surface du bassin pour une période de retour de 3 ans et pour différent pas de temps (1, 5, 10, 20, 40 minutes).

Plus récemment, J.P.Laborde, (1986) a abordé le formalisme des coefficients d'abattement en utilisant une approche géostatistique dont nous reprenons ici les principales lignes.

La loi de distribution des pluies ponctuelles est une loi à deux paramètres et cette loi est la même en tout point du domaine D. Ceci se traduit par : la hauteur de pluie  $H(\omega, x_i)$  pendant un événement  $\omega$  en un point  $x_i$  est une fonction aléatoire stationnaire d'ordre 2, de moyenne ( $m$ ) et de variance ( $\sigma^2$ ). Il existe une courbe moyenne du coefficient de corrélation ( $r$ ) entre les pluies ponctuelles, en fonction de la distance ( $h$ ). En d'autres termes:

soit  $C_{RR}(x_i, x_j)$  la fonction de covariance; il existe un corrélogramme  $r(h)$  tel que:

$$r(h) = \frac{C_{RR}(x_i, x_j)}{\sigma^2} \quad \text{B.III.1}$$

La loi de distribution des pluies ponctuelles est du même type que celle des pluies moyennes sur le domaine (D): il y a conservation en loi.

Le problème de l'abattement spatial revient donc à passer de la distribution des pluies ponctuelles  $H(\omega, x_i)$  de moyenne ( $m$ ) et de variance ( $\sigma^2$ ) à la distribution des pluies moyennes  $R_D(\omega)$  sur un domaine (D).

En admettant les hypothèses de l'isotropie d'ordre 2 de la structure spatiale des champs des précipitations sur le domaine considéré, la moyenne des pluies sur une surface peut être approchée par la moyenne des pluies ponctuelles:

$$m_D = m$$

B.III.2

et le rapport de la variance des pluies sur une surface à la variance des pluies ponctuelles est une fonction qui ne dépend que du corrélogramme  $r(h)$  et du domaine (D):

$$(\sigma_D / \sigma)^2 = 1/D^2 \int_D \int_D r(h) dx dx' \quad \text{B.III.3}$$

La loi de distribution des pluies moyennes sur le domaine (D) ne dépend donc que de  $m_D = m$  et de  $\sigma_D$ . A partir d'une série longue sur un pluviographe on peut déterminer  $m$  et  $\sigma$ , une série, même courte, d'observations concomitantes sur un réseau de pluviographes permet d'évaluer le corrélogramme  $r(h)$ .

Cette approche théorique des coefficients d'abattement repose essentiellement sur l'existence d'un corrélogramme  $r(h)$ . Elle a pu être vérifiée en utilisant les observations de 5 pluviographes installés sur l'agglomération Nancéenne, au cours de la période 1977 à 1984. L'étude a été effectuée à des pas de temps de 1h, 2h, 3h, 4h, 5h, 6h (les enregistrements étaient sur support papier et leur précision ne permettait pas de travailler à des pas de temps plus fins). Ces pas de temps utilisés sont de moindre intérêt pour l'hydrologie urbaine. Pour combler cette lacune ces observations ont été complétées, pour la gamme de pas de temps allant de 5 minutes à une heure, par celles enregistrées par neuf pluviographes installés sur le bassin expérimental du marché de Rungis de 1977 à 1980.

J.P.Laborde a conclu qu'il est possible de rendre compte de la variabilité des précipitations dans le temps et dans l'espace par une seule relation de type:

$$r = e^{-h/at^b} \quad \text{B.III.4}$$

$a$  et  $b$  sont des paramètres à caler sur chaque site.

A Nancy pour des pluies de 1 h à 6 h, aussi bien qu'à Rungis pour des pluies de 5 mn à 1 h, J.P.Laborde propose la relation:

$$r(h,t) = e^{-h/1580t^{0.42}} \quad (h \text{ en m, } t \text{ en mn}) \quad \text{B.III.5}$$

La relation (B.III.3) devient alors :

$$(\sigma_D / \sigma)^2 = 1/D^2 \int_D \int_D e^{-h/at^b} dx dx' \quad \text{B.III.6}$$

Cette relation peut être approchée dans le cas où le domaine (D) peut être assimilé à un rectangle et le rapport  $(D/p^2)$  est inférieur à 1 ( $p=at^b$ ), par des relations simples :

$$\sigma_D / \sigma = 1 - 0.245 (D/p^2)^{0.5} \text{ (pour un carré)}$$

$$\sigma_D / \sigma = 1 - 0.265 (D/p^2)^{0.5} \text{ (pour un rectangle de coté 2/1)}$$

$$\sigma_D / \sigma = 1 - 0.295 (D/p^2)^{0.5} \text{ (pour un rectangle de coté 3/1)}$$

On obtient ainsi  $\sigma_D$  et comme  $m_D = m$ , on détermine la loi de distribution des pluies moyennes sur le domaine considéré, d'où les coefficients d'abattement.

En faisant l'hypothèse que lorsque, les fréquences tendent vers 1, quelque soit la loi de distribution des pluies utilisée, la hauteur de pluie devient une fonction proportionnelle à son écart-type, on peut approcher le coefficient d'abattement pour les fréquences rares par ( $\sigma_D / \sigma$ ).

#### **B.III.4 Vérification sur les données expérimentales de Nancy à des pas de temps de 5, 15, 30, et 60 minutes**

L'approche théorique des coefficients d'abattement ainsi présentée repose essentiellement sur l'existence d'une structure d'autocorrélation des champs des précipitations qui peut être modélisée par une seule formule en l'occurrence pour le schéma exponentielle ( $r = e^{-h/at^b}$ ). Les vérifications dans la pratique de cette hypothèse de départ en ce qui concerne son application en hydrologie urbaine sont encore assez limitées. C'est pourquoi, nous avons, dans un premier temps, voulu nous assurer que la fonction d'intercorrélation pouvait être ainsi modélisée pour des pas de temps de 5, 15, 30 et 60 minutes sur l'agglomération nancéienne. En effet, le réseau de mesures pluviométriques de l'agglomération nancéienne avec des distances interpostes allant de 500 mètres à une dizaine de km représente un champ de validation fort intéressant pour cette méthode.

A partir de l'échantillon expérimental des 50 événements sélectionnés, nous avons calculé pour chaque pas de temps la fonction de corrélation définie par (B.II.7) pour chaque couple de poste. Ce qui correspond à 230 couples. Pour la modélisation du corrélogramme nous avons choisi d'adopter le schéma exponentiel, plus simple à utiliser et qui semblerait être le mieux adapté. Le modèle sphérique pourrait être aussi utilisé. Nous estimons que les deux schémas sont assez proches et qu'il est inopportun de vérifier les deux.

Le schéma exponentiel a pour formule:

$$r = e^{-h/p}$$

$h$  : est la distance interposte.

$p$  : est le seul paramètre de calage du modèle.

Nous avons donc, pour chaque pas de temps d'intégration, calé ce schéma sur les 230 points disponibles:  $p$  est calé de telle façon que la moyenne des écarts des transformés de Fischer  $Z=0.5.\ln[(1+r)/(1-r)]$  pour  $r$  théorique et  $r$  expérimental, soit minimale.

Les corrélogrammes, pour les pas de temps de 5, 15, 30 et 60 minutes, sont représentés sur les graphiques suivants (Fig.B.III.1 - Fig.B.III.2 - Fig.B.III.3 - Fig.B.III.4).

Nous constatons une bonne adaptation du schéma exponentiel pour l'ensemble des pas de temps considérés (5, 15, 30 et 60 minutes). Cependant, la dispersion des points de mesures autour de la courbe théorique est assez importante. Ceci peut être expliqué d'une part, par les erreurs de mesure et la particularité de chaque site d'implantation des pluviographes, d'autre part, par le fait que le phénomène n'est pas isotrope sur l'ensemble du domaine d'étude.

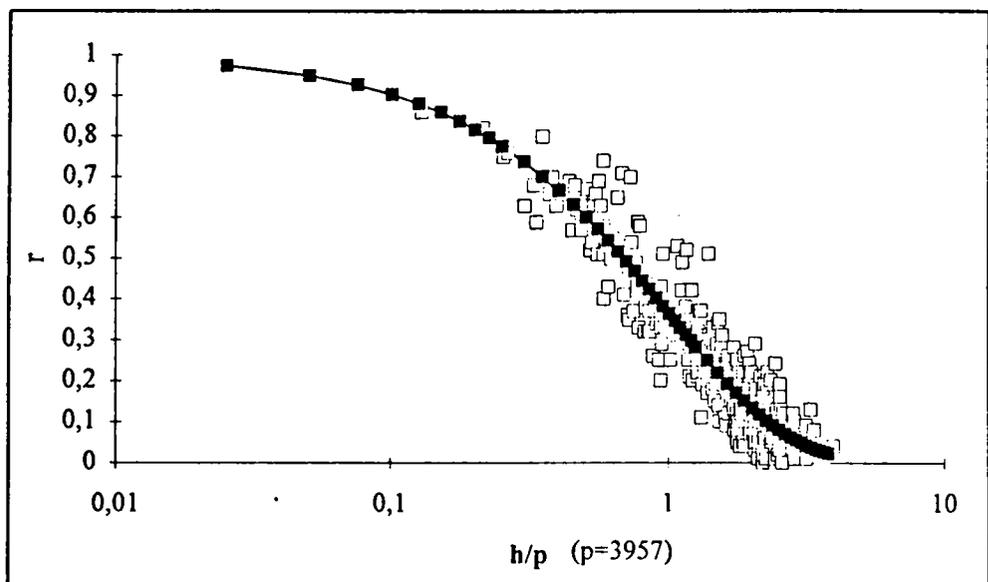


Fig.B.III.1 : corrélogramme  $r(h) = e^{-h/p}$  pour  $\Delta t = 5$  minutes

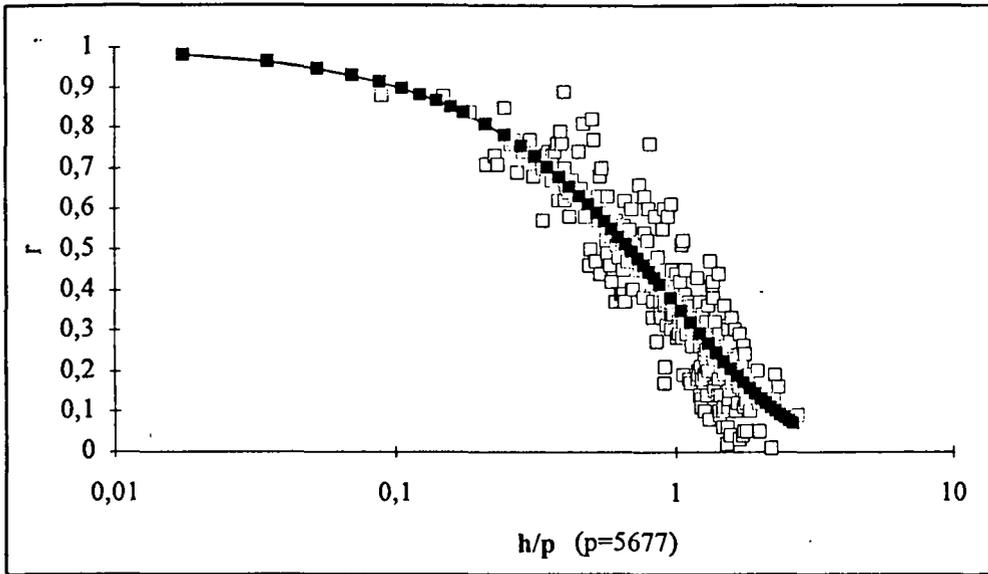


Fig.B.III.2 : corrélogramme  $r(h) = e^{-h/p}$  pour  $\Delta t = 15$  minutes

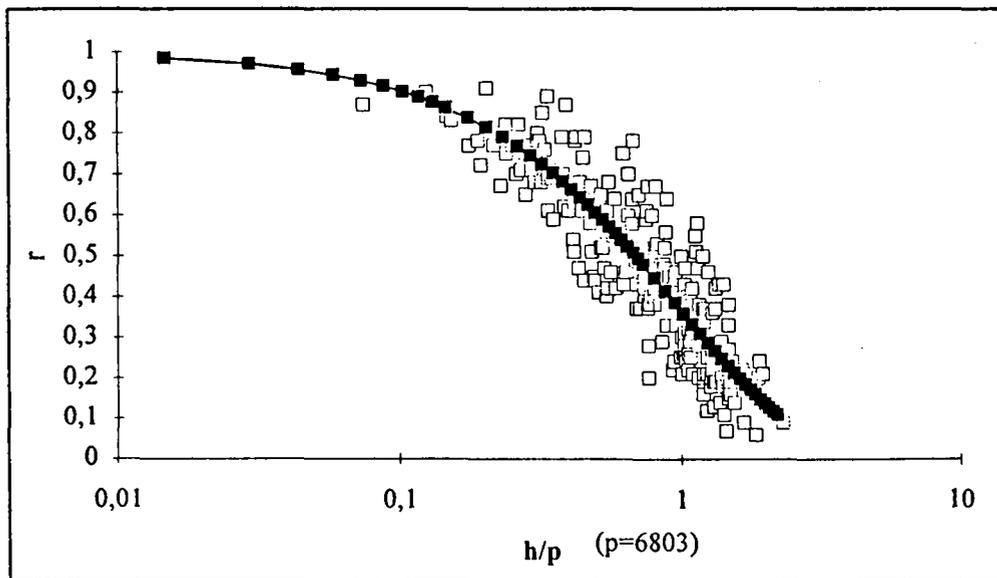


Fig.B.III.3 : corrélogramme  $r(h) = e^{-h/p}$  pour  $\Delta t = 30$  minutes

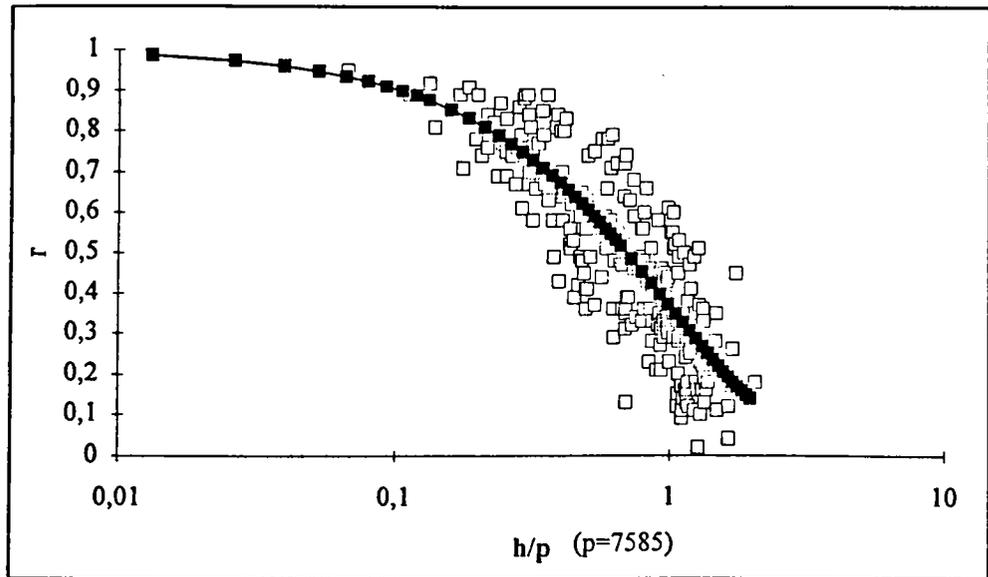


Fig.B.III.4 : corrélogramme  $r(h) = e^{-h/p}$  pour  $\Delta t = 60$  minutes

La figure (Fig.B.III.5) montre que le paramètre  $p$ , calé pour chacun des pas de temps, varie comme une fonction puissance de  $t$ : ( $p=at^b$ ). Nous pouvons donc conclure à la validité du modèle III.4 de la fonction d'intercorrélation pour les faibles pas de temps sur les données pluviométriques de l'agglomération nancéienne.

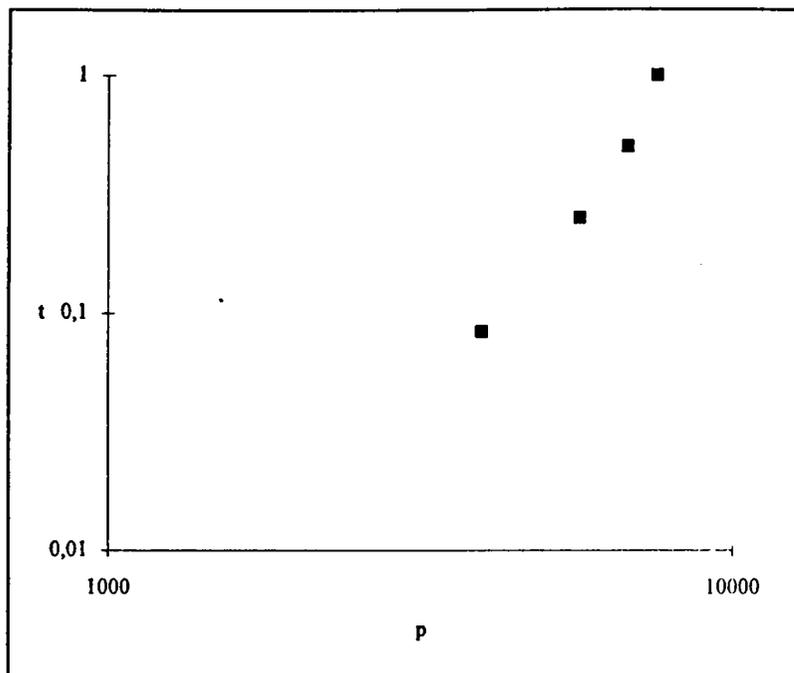


Fig.B.III.5 : évolution du paramètre  $p$  avec le pas de temps

Il est donc possible de rendre compte de la variabilité spatiale des champs des précipitations dans le temps et dans l'espace, pour de faibles pas de temps, par une seule relation liant la fonction de corrélation ( $r$ ) à la distance interposte ( $h$ ) et le pas de temps ( $t$ ):

$$r = e^{-h/at^b}$$

Nous confirmons ainsi la validité de l'approche théorique proposée par J.P.Laborde, (1988) sur les données expérimentales de Nancy pour de faibles pas de temps.

Nous avons calé les paramètres  $a$  et  $b$  à partir d'un seul corrélogramme regroupant les coefficients de corrélation calculés à partir de l'ensemble de la série de mesures disponibles et pour les pas de temps de 5, 15, 30 et 60 minutes (Fig.B.III.6).

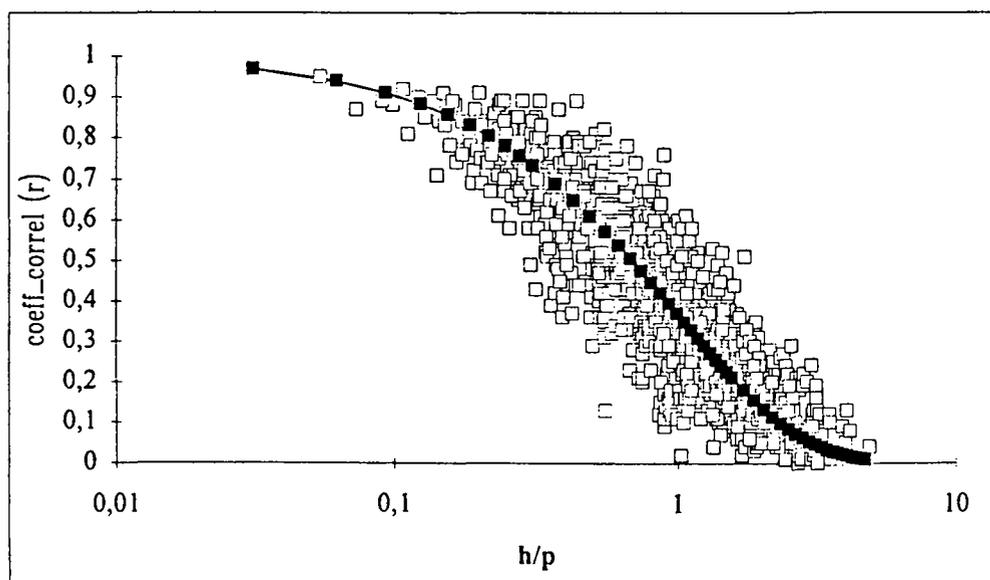


Fig.B.III.6 : corrélogramme des pluies à Nancy en 5, 15, 30, 60 minutes  
schéma exponentiel avec  $p=1613\Delta t^{0.43}$  ( $t$  en mn,  $p$  en m)

A Nancy, pour des pluies de 5, 15, 30 et 60 minutes, les coefficients de corrélation interpostes varient selon la formule:

$$r(h) = e^{-h/1613\Delta t^{0.43}}$$

B.III.7

Cette formule est très proche de celle proposée par J.P.Laborde pour les pluies de Nancy de 1 à 6 heures (B.III.5).

### B.III.5 Estimation de la lame d'eau décennale

Nous avons utilisé cette approche théorique pour le calcul de la lame d'eau décennale sur les bassins versants expérimentaux de Boudonville et de Saint-Anne. La surface du bassin de Boudonville est assimilée à un rectangle (2/1) et celui de Saint-Anne à un rectangle (3/1). Le coefficient d'abattement est alors approché par :

$$K(\Delta t) = 1 - 0.265 \cdot \sqrt{D/1613\Delta t^{0.43}} \quad (\text{pour Boudonville})$$

$$K(\Delta t) = 1 - 0.295 \cdot \sqrt{D/1613\Delta t^{0.43}} \quad (\text{pour Saint-Anne})$$

D: est la surface du bassin.

Nous avons estimé (dans la partie A) la pluie décennale pour différents pas de temps et pour 15 pluviographes de l'agglomération nancéienne. Le calcul de la lame d'eau moyenne décennale revient à choisir pour chaque bassin une pluie ponctuelle de référence (un pluviographe situé au centre de ce bassin) et lui appliquer le coefficient d'abattement estimé en fonction des corrélogrammes des pluies et la surface du bassin. Nous avons choisi le pluviographe du Haut de lièvre pour représenter la pluie ponctuelle sur le bassin de Boudonville, et celui de Foch-hardeval pour représenter celle de Saint-Anne. La prise en compte d'autres pluviographes situés sur ces deux bassins donne des résultats très proches. Cette démarche peut être appliquée sur l'ensemble des bassins versant de l'agglomération.

Le tableau suivant regroupe les valeurs de lame d'eau décennale et les coefficients d'abattement correspondant, sur ces deux bassins, pour les différents pas de temps.

	$\Delta t = 5 \text{ mn}$		$\Delta t = 15 \text{ mn}$		$\Delta t = 30 \text{ mn}$		$\Delta t = 60 \text{ mn}$	
	K	L (mm)	K	L (mm)	K	L (mm)	K	L (mm)
Boudonville	0.79	6.0	0.87	12.8	0.90	20.3	0.92	33.1
Saint-Anne	0.72	6.9	0.82	14.6	0.87	22.6	0.90	36.9

Tab.B.III.1 : Coefficient d'abattement et lame d'eau décennale sur deux bassins de l'agglomération nancéienne

K : coefficient d'abattement

L : lame d'eau décennale (mm)

## B.IV INTERPOLATION DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES AU SOL

Les coefficients d'abattement présentés dans le chapitre précédent, intègrent globalement, dans un seul coefficient, la complexité de la structure spatiale des champs de précipitation. Les techniques d'interpolation permettent une représentations plus fine et plus détaillée de cette structure. De ce fait, leur précision devrait être meilleure que celle des coefficients d'abattement. Les méthodes d'interpolation spatiale appliquées en hydrologie sont multiples et variées. Nous décrivons très succinctement quelques unes de ces méthodes:

### - La moyenne arithmétique

Cette méthode consiste à effectuer une simple moyenne arithmétique des mesures ponctuelles disponibles pour en déduire une lame d'eau moyenne sur le bassin considéré. Elle autorise une estimation simple de la lame d'eau tombée sur une surface S par:

$$H(S)^* = (1/n) \sum_{i=1}^n H_i$$

C'est la méthode la plus simple à utiliser et aussi la moins performante.

### - La méthode de Thiessen

La méthode d'interpolation de Thiessen (Damant et al., 1983) repose sur la seule géométrie du réseau de mesure. Le bassin considéré est découpé en plusieurs polygones en utilisant les médiatrices des segments joignant les points de mesure. La valeur moyenne de la pluie sur une maille élémentaire est la somme du produit de la mesure en chaque point par l'aire du polygone correspondant contenu dans la maille. Cette méthode ne prend pas en compte la structure spatiale du champs de précipitation mais uniquement la répartition géographique des points de mesure. Elle considère que la pluie est linéaire entre deux points de mesure.

### - Méthode de Cressman

l'interpolation de la pluie en un point dépourvu de mesures est effectuée par une pondération exponentielle décroissante du carré de la distance entre le point d'interpolation et les points de mesures disponibles.

$$H^* = \left[ \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot H_i \right] / \left[ \sum_{i=1}^n \lambda_i \right]$$

$\lambda_i$  est le poids du point de mesure (i).

$\lambda_i = \exp(-d_i^2/s)$  où (s) est la surface d'influence du point de mesure (i).

la détermination de la zone d'influence autour d'un point de mesure est difficile à réaliser. Brandes (1975) propose une analyse de la fonction de corrélation entre les différents points de mesure pour que le choix de cette zone d'influence soit optimal.

#### - Interpolation par le krigeage

L'interpolation par le krigeage est largement utilisée en hydrologie (Matheron, 1971 ; Creutin et Obled, 1982 ; Delrieu, 1986 ; entre autres). Cette méthode est basée sur la modélisation de la structure spatiale des champs de précipitation à l'aide des variogrammes. Cette structure est ensuite utilisée pour le calcul des poids de chaque point de mesure dans l'estimation d'un point dépourvu de mesure. L'estimateur moyen est déterminé par une combinaison linéaire des différents points de mesures. La caractéristique principale de cette méthode est qu'elle permet de calculer une variance d'estimation. Nous reviendrons plus en détail sur cette méthode au cours de la suite de ce chapitre.

- La méthode AURELHY (Analyse Utilisant le Relief pour l'Hydrométéorologie) développée par Météo France. Le principe général de cette méthode consiste à considérer la pluie mesurée en un point comme une variable dépendant, en partie, du relief entourant la station. Cette dépendance est quantifiée au moyen d'une régression linéaire multiple entre les mesures et les formes du relief, synthétisées par un vecteur régional.

- D'autres méthodes basées sur la représentation géométriques des structures spatiales des champs de précipitation par des modèles conceptuels ou empiriques sont de plus en plus utilisées.

Mis à part la méthode de Thiessen qui est uniquement basée sur la configuration géométrique du réseau de mesure, on peut classer les méthodes d'interpolation spatiales selon deux approches. La première concerne les méthodes probabilistes; ces méthodes supposent que le phénomène des précipitations puisse être considéré comme une fonction aléatoire et que, à partir d'une série statistique de mesures sur un ensemble de points appartenant au domaine d'étude (D), on puisse connaître les caractéristiques statistiques de cette variable sur l'ensemble du domaine et par conséquent accéder à la connaissance de la répartition spatiale du phénomène sur n'importe quel point de ce domaine. La seconde

regroupe les méthodes d'interpolation spatiales déterministes. Ces méthodes sont appliquées de façons indépendantes, événement par événement. Elles sont basées sur une représentation géométrique des structures spatiales des champs de précipitation. Plusieurs études de recherche ont conclu aux possibilités de représentation de ces structures par des modèles présentant une symétrie radiale circulaire ou elliptique (Huff, 1970 ; Bédiot et al., 1980). Ces méthodes ont souvent l'épicentre comme concept premier, la modélisation de la répartition spatiale des champs de précipitation revient donc à qualifier cet épicentre et quantifier la loi de décroissance des intensités autour.

la vérification des performances des modèles de distribution spatiale des champs de précipitation repose généralement sur des supports expérimentaux assez réduits, en particulier quand il s'agit du domaine de l'hydrologie urbaine. En effet, ces méthodes d'interpolation ont été le plus souvent expérimentées sur des bassins de très grandes dimensions et pour des cumuls des précipitations journalières, mensuelles et plus rarement horaires (Huff, 1970 ; Torasse, 1981 ; Creutin et al, 1982 ; Delrieu, 1986 ; entre autres). Creutin et obled (1982) ont établi une fonction, appelée fonction d'efficacité qui représente les coefficients de corrélation classés par ordre croissant entre les séries de mesures reconstituées à partir de ces méthodes sur un grand réseau de mesures et celles observées aux stations d'un sous réseau, prises comme référence. Ils ont conclu que les performances des méthodes d'interpolation sont très proches.

La banque de données pluviométriques de l'agglomération nancéienne, par la qualité des données enregistrées et la densité du réseau de mesure, constitue un champ d'application fort intéressant pour l'évaluation de ces méthodes à des faibles pas de temps. Nous avons choisi d'évaluer les performances de deux méthodes d'interpolation spatiale pour les pas de temps de 5 minutes à une heure:

- le krigeage utilisant une approche géostatistique donc probabiliste.

- une méthode déterministe que nous appelons "recherche d'épicentre". Cette méthode est proposée par P.Auchet., (1990), Ingénieur au District de l'Agglomération Nancéienne.

Après avoir exposé le principe de chaque méthode et précisé les conditions et les limites de leur application, nous les avons utilisées pour la modélisation des distributions spatiales des champs de précipitation à partir de l'échantillon des 50 événements pluvieux sélectionnés (B.I.). La comparaison des résultats permet de tester une validation conjointe de ces modèles.

### B.IV.1 L'APPROCHE GEOSTATISTIQUE (LE KRIGEAGE)

Le krigeage a été d'abord utilisé dans les problèmes d'estimation des gisements miniers par le géologue Sud Africain D.G.Krige, puis comme méthode d'interpolation dans le domaine des sciences de la terre sous le nom de théorie des variables régionalisées (Matheron, 1971). Elle a été ensuite appliquée dans le domaine des sciences de l'eau (Delhomme, 1978; Creutin et Obled, 1982; Delrieu, 1986, entre autres). Le Krigeage consiste à estimer une variable en un point (Krigeage ponctuel), ou la moyenne d'une variable sur un domaine (Krigeage zonal), à partir d'échantillons de mesures ponctuelles connues. La théorie du Krigeage est celle des variables régionalisées. Une variable régionalisée est une représentation mathématique d'un phénomène sur un espace géographique. La connaissance des caractéristiques statistiques de cette variable à partir d'un échantillon de mesures ponctuelles permet, avec une certaine optimalité, d'estimer cette variable en des points dépourvus de mesures. Le krigeage fait appel, comme généralement la plupart des méthodes d'interpolation à partir des mesures ponctuelles, à des estimateurs linéaires. La large diffusion du krigeage est avant tout due à deux de ces caractéristiques:

- le krigeage est un estimateur non-biaisé et optimal
- le krigeage permet le calcul d'une variance d'estimation et donc de fournir un indice sur la qualité de cette estimation.

#### B.IV.1.1 Rappel des équations du krigeage

L'interpolation par krigeage (Matheron, 1971; Chiles, 1977 ; Creutin et Obled, 1982 ; Delrieu, 1986 ; Creutin, 1987) est une interpolation statistique linéaire sans biais et optimale. La lame d'eau moyenne ( $H$ ) reçue par un bassin versant pendant un intervalle de temps ( $\Delta t_k$ ), est estimée par la moyenne pondérée ( $H^*$ ) des mesures ponctuelles ( $H_i$ ) des ( $n$ ) pluviographes installés sur le bassin.

Soit ( $M_0$ ) un point dépourvu de mesures, appartenant au bassin versant considéré :

$$H^*(M_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot H_i \quad \text{B.IV.1.1}$$

où  $\lambda_i$  est le poids de la station ( $i$ ) par rapport à l'estimation au point  $M_0$ , et  $H_i$  la mesure du pluviographe ( $i$ ). Dans le cas de l'estimation de la valeur moyenne sur une maille élémentaire:  $\lambda_i$  est le poids du pluviographe ( $i$ ) par rapport au point  $M_0$  située au centre de la maille considérée.

En se plaçant dans un cadre probabiliste, on peut considérer la variable régionalisée  $H(M)$  sur un domaine  $(D)$  comme une réalisation particulière d'une fonction aléatoire qui sera suffisamment caractérisée par la connaissance de ces deux premiers moments à savoir l'espérance mathématique  $E[H(M)]$  et la covariance  $Cov[H(M_1) - H(M_2)]$  pour tous points appartenant au domaine d'intégration. En disposant d'une série temporelle de mesure on peut avoir une estimation de ces deux moments aux points de mesures disponibles. L'extension de ces caractéristiques à des points dépourvus de mesures fait appel à des hypothèses de stationnarité de la variable aléatoire pour ces deux premiers moments. Ceci se traduit par:

- une espérance mathématique constante en tous points du domaine  $(D)$ .

- la covariance entre deux points  $M_1$  et  $M_2$ , appartenant au domaine  $(D)$ , ne dépende que de la distance  $(h)$  les séparant.

Ces hypothèses sont difficiles à vérifier surtout quand la série temporelle est très courte, voire même réduite à une seule réalisation, ce qui est souvent le cas pour les précipitations orageuses caractérisées par des faibles durées. C'est pourquoi on se contente, dans la pratique, de vérifier l'hypothèse moins contraignante dite intrinsèque, qui concerne seulement la stationnarité d'ordre 2 des accroissements de la fonction aléatoire:

$$E[H(M+h) - H(h)] = 0 \quad \text{B.IV.1.2}$$

$$E[H(M+h) - H(h)]^2 = 2\gamma(h) \quad \text{B.IV.1.3}$$

L'hypothèse de l'espérance mathématique constante reste une hypothèse très contraignante, si non impossible à vérifier, pour le cas de champs de précipitation, surtout aux échelles de temps et d'espace utilisés en hydrologie urbaine. L'hypothèse intrinsèque est donc remplacée par l'hypothèse quasi-intrinsèque. La fonction  $\gamma(h)$  est appelée le variogramme. Elle sera utilisée à la place de la covariance pour modéliser la variabilité spatiale du phénomène des précipitations.

Une fois les propriétés statistiques du phénomène connues, par l'étude du variogramme, le krigeage permet l'estimation de la valeur de la variable aléatoire en tous point appartenant au domaine  $(D)$ , par le biais d'un estimateur linéaire soumis à deux contraintes statistiques:

- Contrainte de non-biais:

$E [H^* (M_0) - H (M_0) ] = 0 ; M_0 \in D$   
 où  $H (M_0)$  est la mesure réelle inconnue au point  $M_0$

- Contrainte d'optimalité:

$E [ (H^* (M_0) - H (M_0) )^2 ]$  minimale.

Dans le cadre de l'hypothèse quasi-intrinsèque, ces deux contraintes se traduisent par:

$$E [H^* (M_0) ] = E [H (M_0) ]$$

$$E [H^* (M_0) ] = E [ \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot H (M_i) ] = \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot E [H (M_i) ]$$

Ce qui nous donne :  $\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$  pour l'hypothèse de non-biais. B.IV.1.4

En faisant intervenir  $\lambda_0 = -1$  : la condition d'erreur quadratique moyenne minimale (contrainte d'optimalité) devient :

$$E [ \{ \sum_{i=0}^n \lambda_i \cdot H (M_i) \}^2 ] = \text{minimum.} \quad \text{B.IV.1.5}$$

La minimisation de cette équation sous la contrainte de non-biais, se fait en introduisant un paramètre de Lagrange  $\mu$ , et en annulant les dérivées partielles par rapport aux  $\lambda_i$  et par rapport à  $\mu$ . On obtient ainsi un système de  $n+1$  équations linéaires à  $n+1$  inconnues.

$$\sum_{i=1}^n \lambda_i = 1$$

B.IV.1.6

$$\sum_{j=1}^n \lambda_j \cdot \gamma(h_{(i,j)}) + \mu = \gamma(h_{(i,D)}), \text{ pour } i=1..n$$

$n$  : est le nombre de stations de mesures réellement prises en compte dans l'estimation. ce nombre est généralement inférieur au nombre total des stations disponibles sur le bassin (krigeage au voisinage glissant). Ce qui permet d'exclure les stations trop éloignées qui apportent généralement peu d'informations supplémentaires ainsi que les stations défailtantes.

$\gamma(h_{(i,j)})$  : est la valeur du variogramme entre deux points de mesure  $i$  et  $j$  distant de  $h_{(i,j)}$ .

$\gamma(h_{(i,D)})$  : est la valeur moyenne du variogramme entre le point de mesure  $i$  et l'ensemble des points appartenant au domaine  $(D)$  :

$$\gamma(h_{(i,D)}) = 1/D \int_D \gamma(h_{(i,x)}) dx$$

Dans la pratique cette valeur est obtenue en discrétisant le domaine  $D$  selon un maillage fin:

$$\gamma(h_{(i,D)}) = (1/M) \cdot \sum_{m=1}^M \gamma(h_{(i,m)})$$

$M$  : est le nombre de mailles décrivant le domaine  $D$ .

Le système de krigeage peut, alors, s'écrire sous la forme matricielle :

$$\begin{bmatrix} \gamma(h_{(1,1)}) & \cdot & \cdot & \cdot & \gamma(h_{(1,n)}) & 1 \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \gamma(h_{(n,1)}) & \cdot & \cdot & \cdot & \gamma(h_{(n,n)}) & 1 \\ 1 & \cdot & \cdot & \cdot & 1 & 0 \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \lambda_n \\ \mu \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \gamma(h_{(i,D)}) \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \gamma(h_{(i,D)}) \\ 1 \end{bmatrix} \quad \text{B.IV.1.7}$$

La variance d'estimation s'exprime en fonction du multiplicateur de Lagrange  $\mu$ :

$$\text{Var}(H^* - H) = -\gamma(h_{(D,D)}) + \sum_{i=1}^n \lambda_i \cdot \gamma(h_{(i,D)}) + \mu \quad \text{B.IV.1.8}$$

$\gamma(h_{(D,D)})$  : est la valeur moyenne du variogramme entre deux points  $x$  et  $y$  décrivant indépendamment le domaine  $(D)$  :

$$\gamma(h_{(D,D)}) = 1/D^2 \int_D \int_D \gamma(h_{(x,y)}) dx dy$$

$\gamma(h_{(D,D)})$  est dans la pratique approximé par une double somme discrète, en discrétisant le domaine  $(D)$  selon un maillage fin:

$$\gamma(h_{(D,D)}) = 1/M^2 \sum_{l=1}^M \sum_{m=1}^M \gamma(h_{(l,m)})$$

La variance d'estimation est un baromètre de la précision de l'estimation par le krigeage. Elle dépend essentiellement de la structure spatiale du phénomène à étudier, de la densité de points de mesures sur le domaine considéré, et du nombre de mailles élémentaires prises en compte, autrement dit la résolution spatiale de l'estimation.

## B.IV.1.2 Modélisation des champs de précipitation

### B.IV.1.2.1 Choix du modèle probabiliste

En se plaçant toujours dans un cadre probabiliste, nous avons considéré que la lame d'eau précipitée sur un domaine  $(D)$ , pendant un intervalle de temps  $\Delta t$ , peut être considérée comme une réalisation particulière d'une fonction aléatoire qui peut être caractérisée par la connaissance de ces deux premiers moments en tout point du domaine  $(D)$ . Chaque événement étant la résultante d'une succession de  $(k)$  champs pluvieux indépendants où  $k$  représente le nombre de pas de temps compris dans la durée totale de l'événement. La moyenne et la variance de cette fonction aléatoire, dans le cas où le champ de précipitation est isotrope et stationnaire, peuvent être estimées en tout points du domaine  $(D)$  par la moyenne spatiale sur le domaine  $(D)$  des  $N$  points de mesures disponibles, et ceci pour chaque pas de temps  $\Delta t_k$ .

La moyenne et la variance spatiales de chaque champs pluvieux (k) seront estimés par:

$$\mu_k(\Delta t_k) = \sum_{i=1}^p H(M_i, \Delta t_k) \quad \text{B.IV.1.9}$$

$$\sigma_k^2(\Delta t_k) = \sum_{i=1}^p (H(M_i, \Delta t_k) - \mu_k(\Delta t_k))^2 \quad \text{B.IV.1.10}$$

où P est le nombre total de points de mesures considérés pour le pas de temps  $\Delta t_k$ .

#### B.IV.1.2.2 Le variogramme climatologique

En considérant que pour un événement pluvieux donné, l'ensemble des k champs pluvieux successifs appartiennent au même phénomène, on peut faire l'hypothèse que ces fonctions aléatoires peuvent avoir les mêmes deux premiers moments. Ce qui nous permet d'adopter un seul variogramme pour modéliser l'ensemble des champs pluvieux appartenant au même événement. Ce variogramme est appelé variogramme climatologique. Cette hypothèse permet, d'une part de simplifier la modélisation, et d'autre part de stabiliser l'allure de ce variogramme en utilisant un nombre plus important de points de mesure. Cependant cette hypothèse n'est pas vérifiée dans la réalité comme le montre la (Fig.B.IV.1.2) pour l'exemple du 27/06/1990 et du 30/05/1989, et ceci à différents pas de temps. En effet, même si l'ensemble des champs pluvieux successifs appartiennent au même phénomène naturel, ce qui justifie notre hypothèse de départ, ce phénomène naturel, en plus de sa variabilité spatiale et temporelle, est en mouvement. Par conséquent pour connaître la vraie structure spatio-temporelle du champs de précipitation, il faut pouvoir suivre ses mouvement.

Un réseau de pluviographes, par définition fixe, ne rend pas compte de la réalité de la structure spatio-temporelle du phénomène de précipitation lui même, mais de son passage sur une surface donnée (Fig.B.IV.1.1).

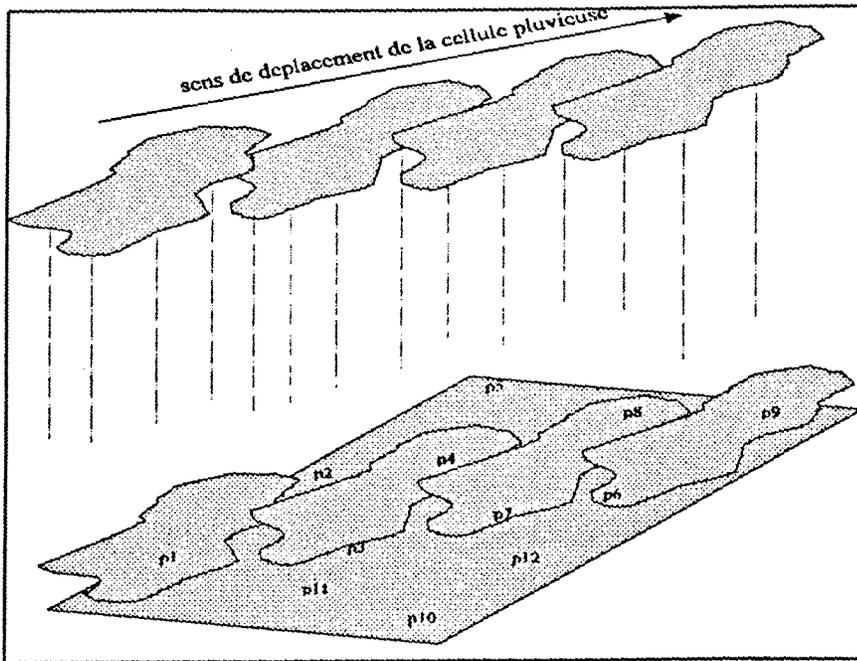


Fig.B.IV.1.1 : Schématisation du déplacement d'un champ pluvieux sur un réseau de pluviographes

Les variations de la moyenne et de l'écart type des champs de précipitation au sein du même événement pluvieux ne sont pas un obstacle à l'utilisation du variogramme climatologique. En effet, pour pouvoir utiliser le variogramme climatologique on considère que chaque champ est une combinaison linéaire d'une fonction aléatoire HT(D) dont le variogramme est identique au variogramme climatologique:

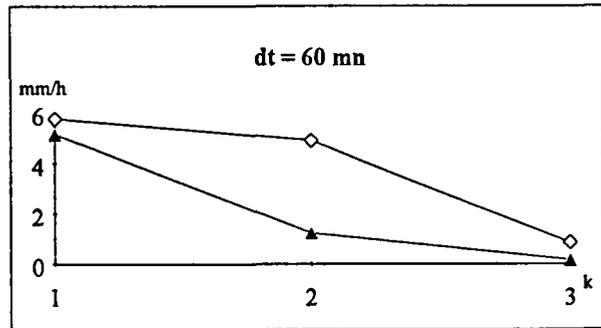
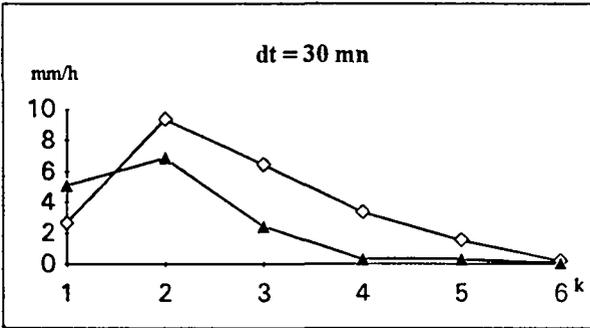
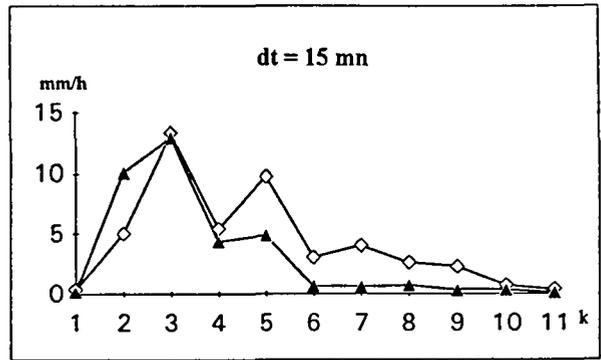
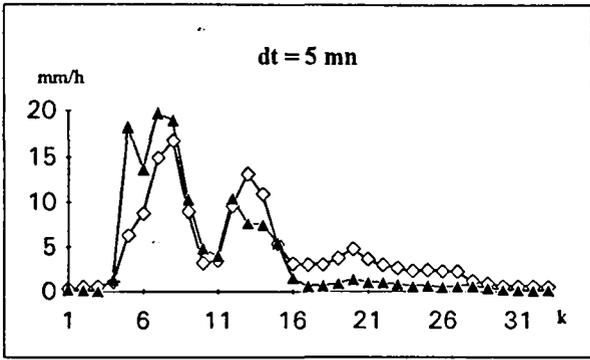
$$H_k(M_0) = A_k \cdot HT(M_0) + B_k \quad \forall M_0 \in D \quad \text{B.IV.1.11}$$

Lebel, (1984) propose d'estimer  $A_k$  par l'écart-type spatial de chaque champ  $\sigma_k$  et d'identifier le variogramme climatologique  $\gamma(h)$  à partir des mesures  $H_k(M_i)$  réduites par  $\sigma_k$ . On a alors:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \cdot \text{Var} \left[ \frac{H_k(i+h) - H_k(i)}{\sigma_k} \right] = \frac{1}{\sigma_k^2} \left[ \frac{1}{2} \cdot \text{Var} [H_k(i+h) - H_k(i)] \right]$$

$$= \frac{1}{\sigma_k^2} \gamma_k(h) \quad \text{B.IV.1.12}$$

Averse du 27/06/90 13h30 à 16h30



Averse du 30/05/89 10h 30 à 13h30

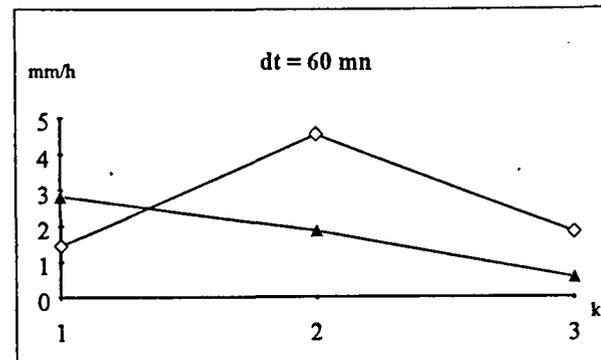
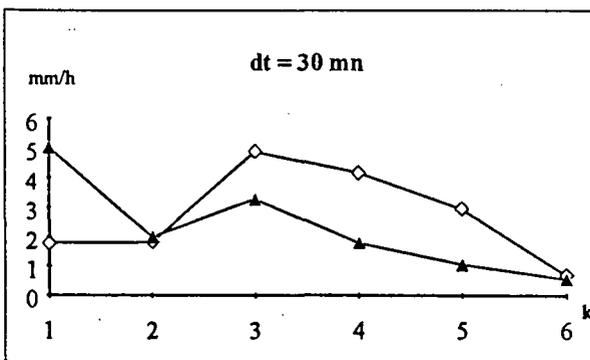
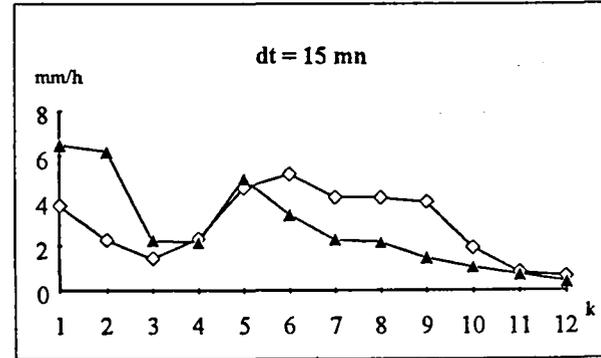
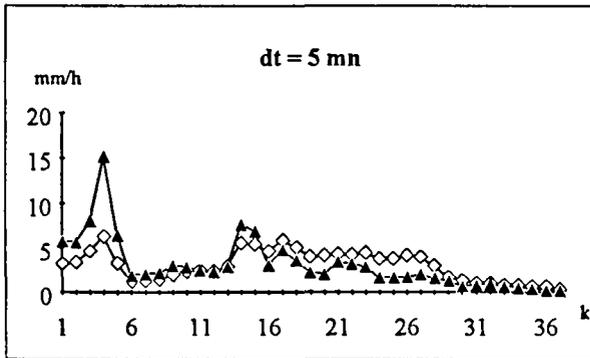


Fig.B.IV.1.2 : Moyenne et écart-type des k champs pluvieux successifs à l'échelle d'un événement pluvieux.

Ainsi, seul un facteur constant  $\sigma_k^2$  différencie le variogramme climatologique  $\gamma(h)$  du variogramme d'un champ de précipitation ( $k$ ) appartenant à la série climatologique considérée. Ce facteur d'échelle ne modifie pas les poids  $\lambda_i$  du krigeage, par conséquent le variogramme climatologique peut être utilisé directement dans la résolution du système du krigeage. La variance d'estimation d'un point ( $M_0$ ) du domaine ( $D$ ), pour le champ ( $k$ ) sera:

$$\text{Var}[H_k(M_0) - H_k(M_0)] = \sigma_k^2 \cdot \sigma^2(M_0) \quad \text{B.IV.1.13}$$

avec  $\sigma^2(M_0)$  est la variance calculée au point ( $M_0$ ) en utilisant le variogramme climatologique.

### B.IV.1.3 Inférence du variogramme climatologique

#### B.IV.1.3.1 Calcul des variogrammes expérimentaux

Pour un pas de temps donné  $\Delta t_k$ , nous disposons pour chaque événement de ( $p$ ) champs pluvieux. ( $p = \text{durée total de l'événement} / \Delta t_k$ ). Les variogrammes expérimentaux sont estimés, en répartissant les couples de mesures en classes d'égale distance ( $h$ ), par la formule suivante:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2 \cdot p} \sum_{k=1}^p \frac{1}{N_k(h)} \sum_{i=1}^{N_k(h)} \frac{1}{\sigma_k^2} [H_k(i+h) - H_k(i)]^2 \quad \text{B.IV.1.14}$$

où  $N_k(h)$  est le nombre de couples de points de mesures non nulles ( $i, j$ ) tel que:

$$h - h/2 \leq h(i, j) \leq h + h/2$$

Le choix de classe doit être effectué de telle sorte que le nombre de couples par classe soit suffisant pour estimer une valeur du variogramme qui soit représentative des classes de distance considérées. Ainsi plusieurs découpages en classes de longueur variable sont souvent nécessaires pour avoir une idée de la robustesse du variogramme estimé surtout pour les faibles distances. Dans notre cas, compte tenu de la densité de réseau dont nous disposons et de la superficie totale de notre zone d'étude limitée à 144 km<sup>2</sup>, nous avons choisi des classes de 1 km. Les effectifs de chaque classe sont représentés sur la (Fig.B.IV.1.3)

Ce découpage nous a permis de considérer des classes avec des effectifs assez comparables sur l'ensemble des distances utiles à la construction du variogramme. Ainsi,

l'effectif des classes varie de 32 à 24 pour les distance de 2 à 8 km. Nous avons choisi de garder la classe de 1 km avec un effectif de 9 couples de points de mesures. Cette classe donne une information forte utile sur la structure du phénomène à très faible échelle. Les effectifs des classes de distance supérieures à 10 km sont trop faibles pour être pris en compte dans la modélisation du variogramme. Les distances supérieures à 12 Km font intervenir le pluviographe de Messein qui est situé en dehors de l'agglomération.

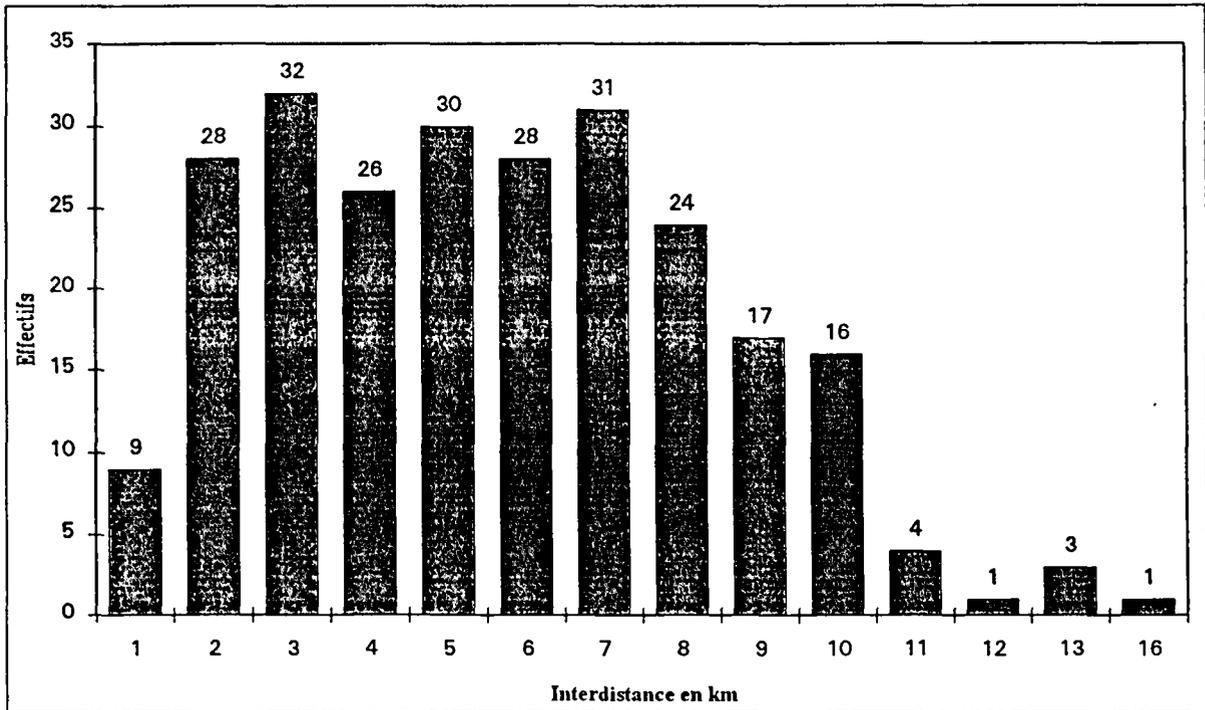
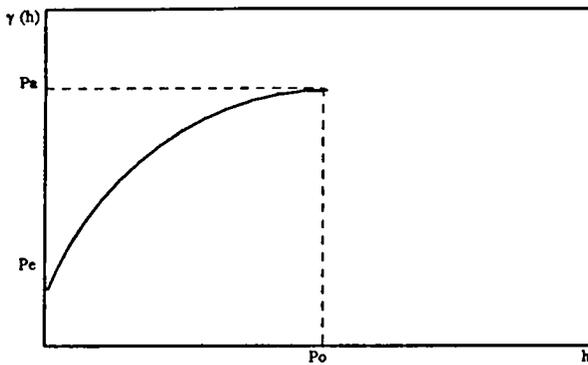


Fig.B.IV.1.3 Histogramme des distances entre les 23 pluviographes de l'agglomération nancéenne.

### B.IV.1.3.2 Modélisation du variogramme

Le variogramme expérimental se présente généralement sous forme d'une courbe assez irrégulière qui représente les variations de la structure spatiale du phénomène à différentes interdistances. Pour utiliser cette courbe dans le système du krigeage on lui ajuste un modèle théorique. Le choix du modèle se fait en fonction de l'allure du variogramme expérimental. Le modèle sphérique à trois paramètres est généralement le plus utilisé en géostatistique.



Modèle sphérique avec:

$$\gamma(0) = 0$$

$$\gamma(h) = Pe + (Pa - Pe) \cdot (3h/Po - (h/Po)^3)/2$$

$$\gamma(h) = Pa$$

$$0 < h \leq Po$$

$$h \geq Po$$

On peut noter que si la distance ( $h$ ) est nulle, la valeur correspondante de  $\gamma(h)$  est nulle. Cependant, dans la pratique, l'étude des variogrammes expérimentaux présente souvent une discontinuité à l'origine. C'est ce que les géologues ont appelé l'effet de pépite ( $Pe$ ). Dans le cas des champs de précipitation un tel comportement traduira soit la présence d'une structure dont l'échelle est très inférieure à l'espacement des données (micro-régionalisation) soit l'influence des erreurs de mesures sur l'échantillon de données disponibles. Dans le cas où le variogramme expérimental présente une stabilisation autour d'une valeur constante, cette valeur est appelé le palier ( $Pa$ ), elle est égale en théorie à la variance du champ, au delà d'une distance appelé la portée ( $Po$ ) qui représente la distance de décorrélation des mesures. Dans le cas des variogrammes climatologiques (pondéré par l'écart type du champ) la valeur théorique du palier est égale à 1. Dans la pratique ce n'est pas toujours le cas, et l'existence même du palier peut ne pas être mis en évidence. Un variogramme non stabilisé est souvent l'indice d'une dérive de la valeur de  $E(H_k)$  dans l'espace (tendance du phénomène aux grandes échelles). L'utilisation du krigeage au voisinage glissant permet de résoudre ce problème de non stationnarité aux grandes échelles puisqu'il est peu sensible à la modélisation du variogramme sur de grandes distances.

#### B.IV.1.3.3 Variogramme expérimental par événement.

Nous avons choisi dans un premier temps de calculer un variogramme expérimental pour chaque événement pluvieux et pour différents pas de temps allant de 5 minutes à 1 heure. Ainsi chaque événement est découpé en  $p$  champ pluvieux de longueur  $\Delta t_k$ . La valeur du variogramme climatologique est estimée selon la formule (B.IV.1.14). Pour chaque classe

de distance ( $h$ ), et pour chaque champ pluvieux ( $k$ ), seuls les couples de mesures non nuls interviennent dans le calcul de la valeur de  $\gamma(h)$ . Ceci revient à prendre en compte uniquement les distances comprises entièrement dans une zone pluvieuse. La variance totale  $\sigma_k^2$  du champ pluvieux ( $k$ ) est aussi calculée uniquement à partir des mesures situées à l'intérieur de la zone pluvieuse. En effet, la répartition spatiale de la pluie sur un bassin donné présente une discontinuité entre la zone pluvieuse et la zone non pluvieuse. La recherche ou la modélisation d'une structure spatiale des champs de précipitation ne peut être envisagée qu'à l'intérieur d'une zone pluvieuse. La prise en compte des points de mesures situés en dehors de cette zone, non seulement n'apporte aucun élément sur la structure spatiale du phénomène, mais peuvent aussi constituer une source d'erreur dans la connaissance de cette structure. Ce choix de construction du variogramme permet aussi de limiter l'influence de l'intermittence. Ce phénomène a été étudié par (Barancourt, 1990) qui a introduit une fonction discontinue  $I_k(M_0)$  qui prend la valeur 0 quand  $M_0$  n'appartient pas à la zone pluvieuse et la valeur de 1 le cas contraire. Le variogramme ainsi inféré caractérise la structure des champs de précipitation à l'intérieur d'une zone pluvieuse et les variances d'estimation calculées par le krigeage ne concernent que les points appartenant à cette zone. Pour l'estimation des intensités pluvieuses par le krigeage, la difficulté de cette démarche résulte dans la délimitation des zones pluvieuses même si dans le cas des petits bassins avec une forte densité du réseau de mesures comme dans notre cas un simple lissage linéaire de la fonction discontinue  $I_k$  aux points de mesure disponibles sur le bassin peut être satisfaisant pour délimiter les zones de pluies.

Chaque événement est traité à différents pas de temps allant de 5 minutes à 1 heure. Nous avons représenté pour une dizaine de pluie les variogrammes expérimentaux à des pas de temps de 5, 15, 30 minute et 1 heure. (Fig.B.IV.1.4 ; Fig.B.IV.1.5 ; Fig.B.IV.1.6 ; Fig.B.IV.1.7).

#### **B.IV.1.3.4 Analyse des variogrammes expérimentaux**

Le variogramme expérimental est supposé contenir toute l'information structurale du phénomène de précipitation. L'étude du variogramme est donc un puissant moyen d'étude de la structure spatiale du phénomène.

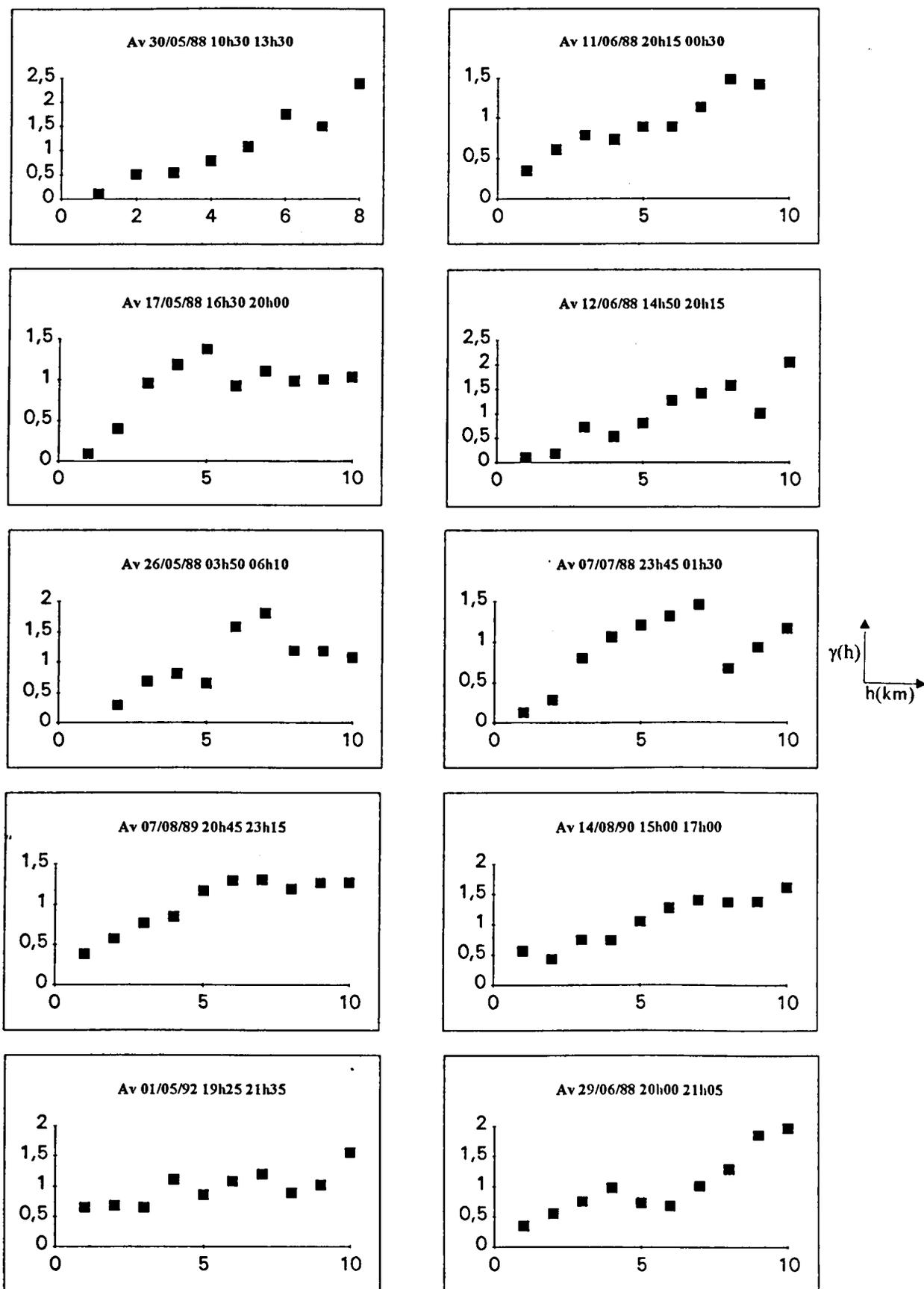
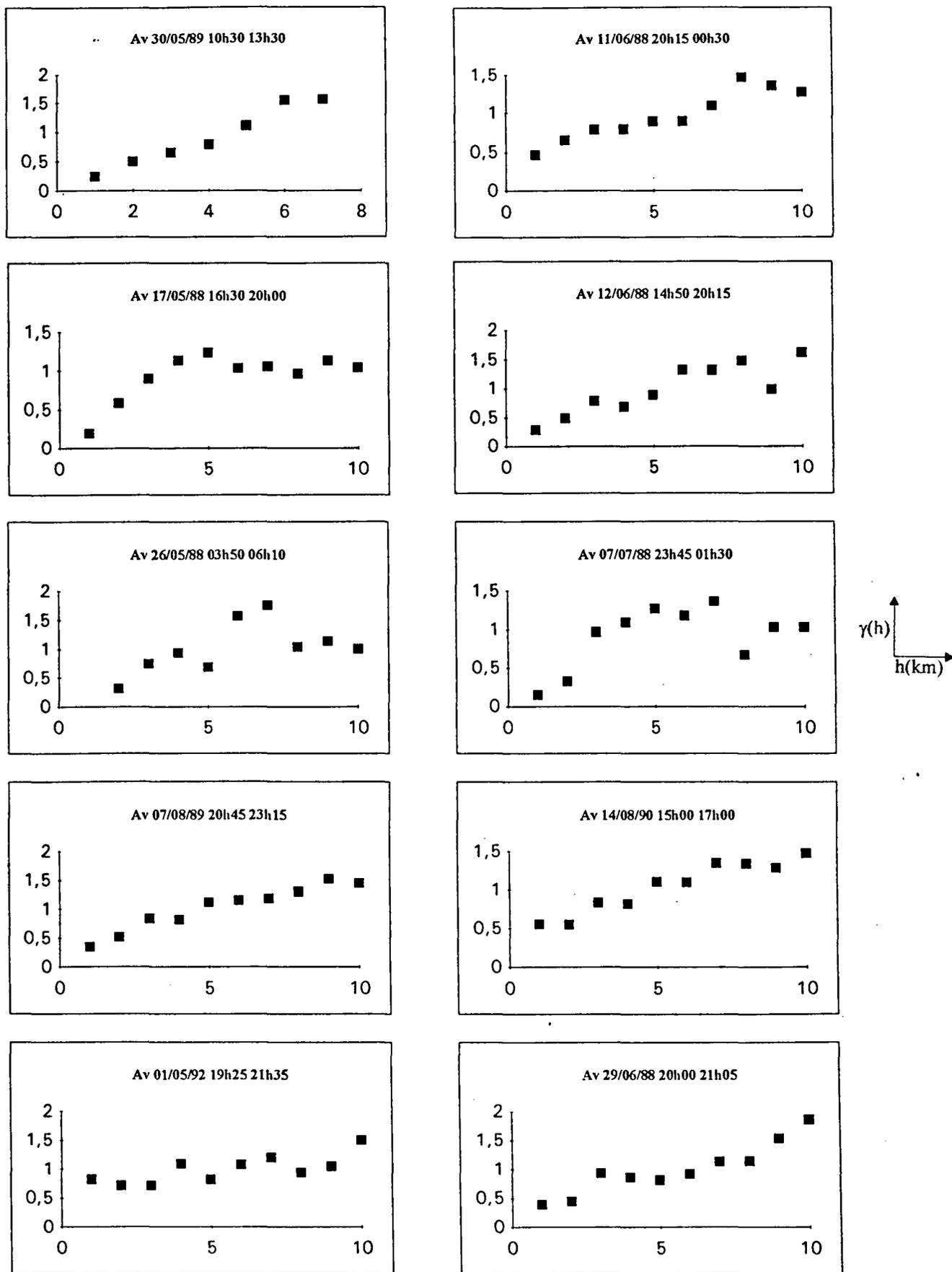
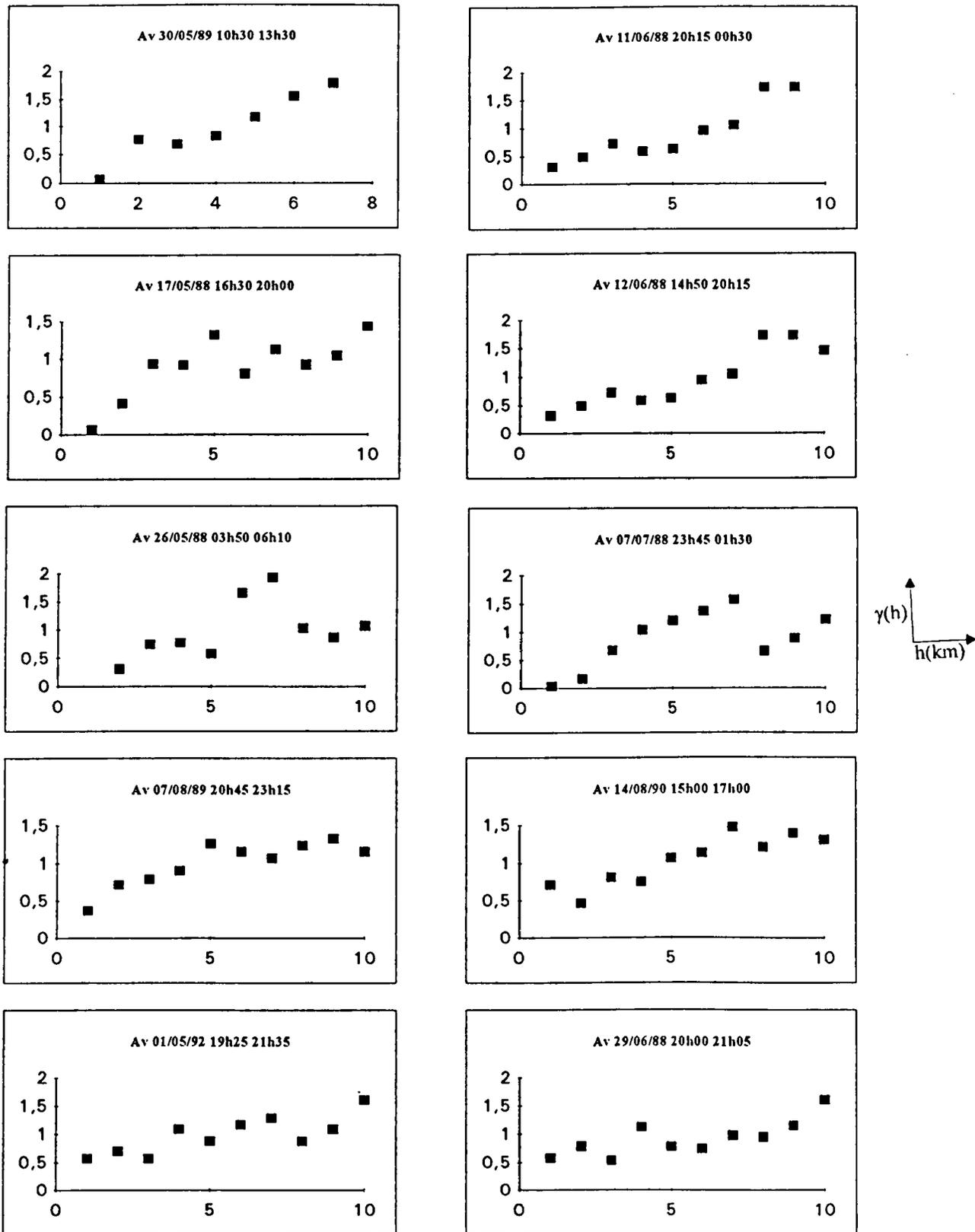
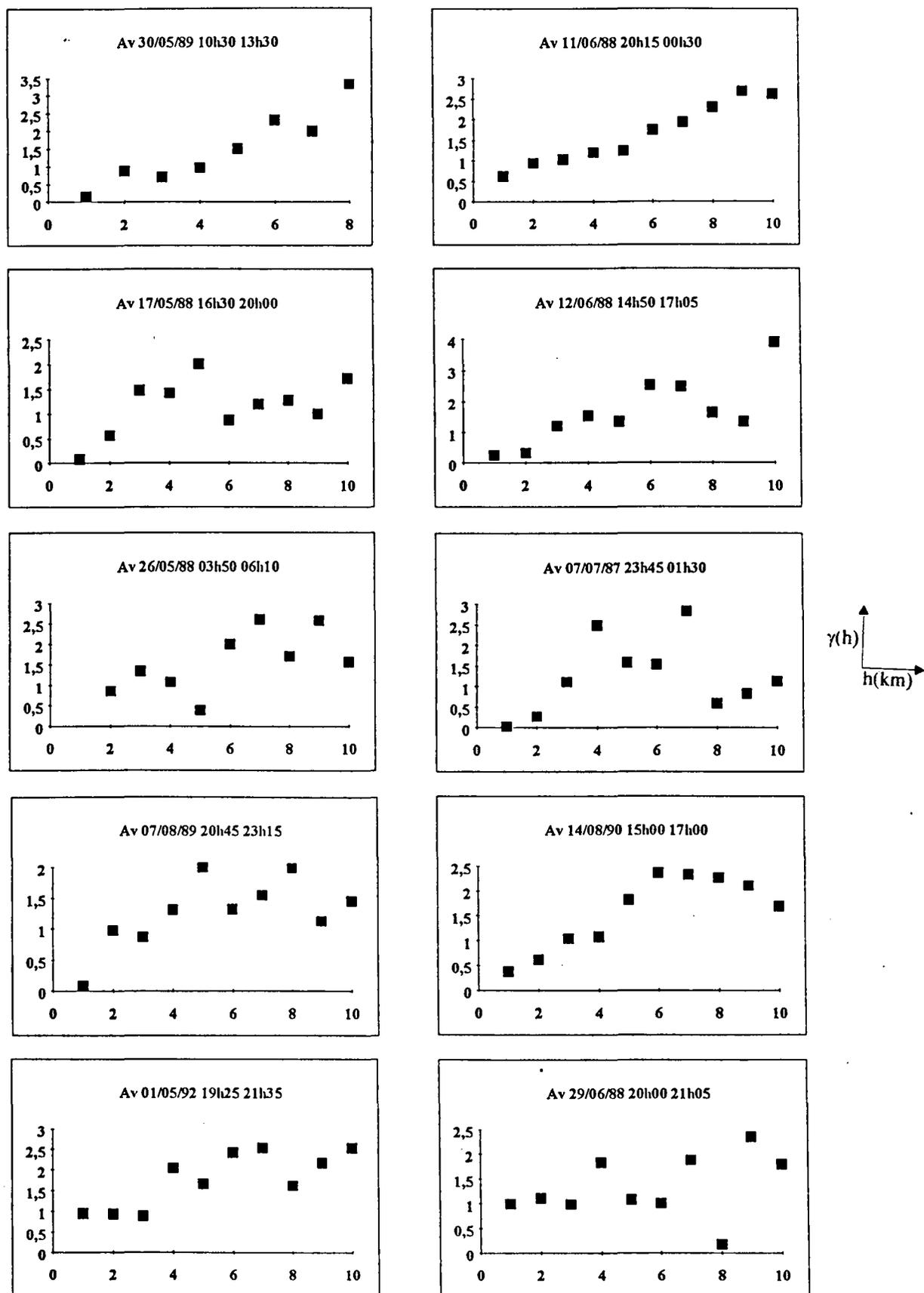


Fig.B.IV.1.5 Variogrammes climatologiques expérimentaux  $\Delta t=15$  mn

Fig.B.IV.1.4 Variogrammes climatologiques expérimentaux  $\Delta t=5$  mn

Fig.B.IV.1.6 Variogrammes climatologiques expérimentaux  $\Delta t=30$  mn

Fig.B.IV.1.7 Variogrammes climatologiques expérimentaux  $\Delta t=60$  mn

En analysant plus en détail tout ces variogrammes expérimentaux nous constatons:

1- L'inférence du variogramme climatologique expérimental est très sensible à l'effectif des classes de distance pour chaque champ pluvieux ainsi qu'au nombre total de champs donc à la durée totale de l'événement. Les événements étudiés ont une durée moyenne de 2 à 3 heures, ils sont parfois très localisés sur une partie de l'agglomération. Il est donc difficile, dans certains cas, par manque d'effectif des classes de distances, d'estimer un variogramme qui soit représentatif de la structure spatiale du phénomène.

2- L'allure des variogrammes expérimentaux reste comparable à différents pas de temps allant de 5 minutes à 1 heure. Ce résultat montre que la structure spatiale du phénomène de précipitation moyennée à ces pas de temps reste inchangée.

3- Malgré la relative homogénéité de l'échantillon des pluies sélectionnées, les variogrammes sont très hétérogènes et certains présentent une absence totale de structure. Cette hétérogénéité n'est pas la seule conséquence de la variabilité spatiale du phénomène lui même mais aussi de la capacité du réseau de mesure à percevoir cette structure. En effet, pour qu'un réseau de pluviographes puisse traduire fidèlement la structure spatiale du phénomène pluvieux, il faut que non seulement ce réseau soit assez dense (ce qui est notre cas) pour rendre compte de cette structure à des faibles distances, mais aussi avoir une extension géographique au moins aussi importante que celle du phénomène lui même au pas de temps considéré. Les dimensions des cellules pluvieuses, leur nombre, ainsi que la localisation de leur trajectoire par rapport au centre de gravité géographique du réseau de mesures semble jouer un rôle important sur l'allure des variogrammes et donc sur la connaissance de la structure spatiale du phénomène des précipitations.

Nous avons essayé de recenser quelques cas particuliers qui nous semblent résumer les différents facteurs influençant l'allure du variogramme climatologique et donc la connaissance de la structure spatiale du phénomène des précipitations en donnant à chaque fois un exemple d'événement pluvieux avec le variogramme associé.

- Une pluie assez uniforme sur l'agglomération traduisant le passage d'une cellule pluvieuse se développant à des échelles largement supérieures à celles de l'agglomération se traduit, en terme de variogramme, par une absence totale de structure, ce qui prouve le caractère aléatoire pur du phénomène à l'échelle d'observation retenue. Ce cas est d'autant plus fréquent que les dimensions du bassin considéré sont faibles. L'exemple du 01/05/92 de 19h25 à 21h35 illustre bien ce cas de figure avec un variogramme pratiquement plat surtout pour les faibles distances. En effet au cours de cet événement les hauteurs de pluie enregistrées par les différents pluviographes sont assez comparables (Fig.B.IV.1.8) la variabilité spatiale du phénomène est donc très faible à l'échelle de l'agglomération.

- La modélisation de la structure spatiale du phénomène des précipitations par les variogrammes suppose que le phénomène soit continue et isotrope sur le domaine d'étude considéré, or dans la réalité ce n'est pas toujours le cas. En effet le champ des précipitations au sol peut être la résultante de deux ou plusieurs petites cellules pluvieuses qui se développent dans un système nuageux global mais qui sont totalement indépendantes à l'échelle spatiale de l'agglomération. C'est le cas par exemple de l'événement du 22/07/87 de 15h30 à 16h40 (Fig.B.IV.1.9) où l'on remarque l'existence de deux manifestations pluvieuses localisées, l'une au nord-est de l'agglomération, l'autre au sud-ouest. Il est difficile dans ce cas d'associer un variogramme à ce type de situation.

- La majorité des variogrammes présentent une dérive au delà des distances de 5 à 6 km. Ces distances font intervenir dans la plupart des cas des pluviographes du centre ville avec ceux du périphérie de l'agglomération. Nous avons déjà remarqué dans l'étude de la répartition spatiale des intensités moyenne maximales sur l'agglomération une nette opposition entre le centre ville et la périphérie avec une intensification des précipitations à la périphérie de l'agglomération et à l'inverse un affaiblissement en allant vers le centre. Cette opposition est donc perceptible même à l'échelle d'un événement pluvieux. L'existence même de la ville est un facteur perturbateur des champs de précipitation et on ne peut pas considérer les champs de précipitation comme stationnaires sur l'ensemble d'une agglomération urbaine surtout quand il s'agit de travailler à des faibles pas de temps. Ainsi dans la plupart des cas le champ de précipitation sur l'agglomération est formé par un noyau intense de faible dimension (3 à 4 km), localisé le plus souvent sur la périphérie et se développant dans une situation pluvieuse uniforme sur le reste de l'agglomération.

Nous avons représenté l'exemple du 29/06/88 de 20h00 à 21h05 (Fig.B.IV.1.10) avec de très fortes pluies sur Maréville (pluviographe N° 14) et sur Clairlieu (pluviographe N° 13), du 11/06/88 de 20h15 à 00h30 (Fig.B.IV.1.11) et du 26/07/91 de 16h35 à 20h15 (Fig.B.IV.1.12) avec des fortes pluies sur le nord-est de l'agglomération. Pour chaque pluviographe, le cumul de l'événement pluvieux est représenté par un cercle dont le rayon est proportionnel au cumul.

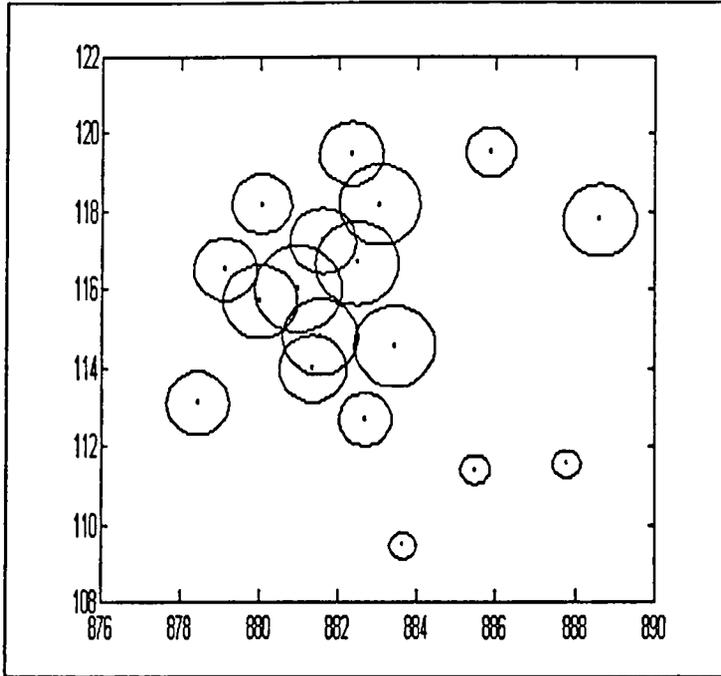
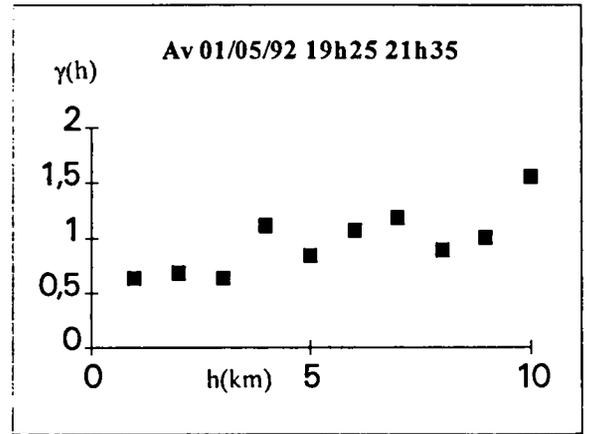


Fig.B.IV.1.8 Répartition spatiale du cumul de la pluie du  
01/05/92 19h25 21h35 sur l'agglomération nancéienne



Variogramme  $\Delta t=15$  mn

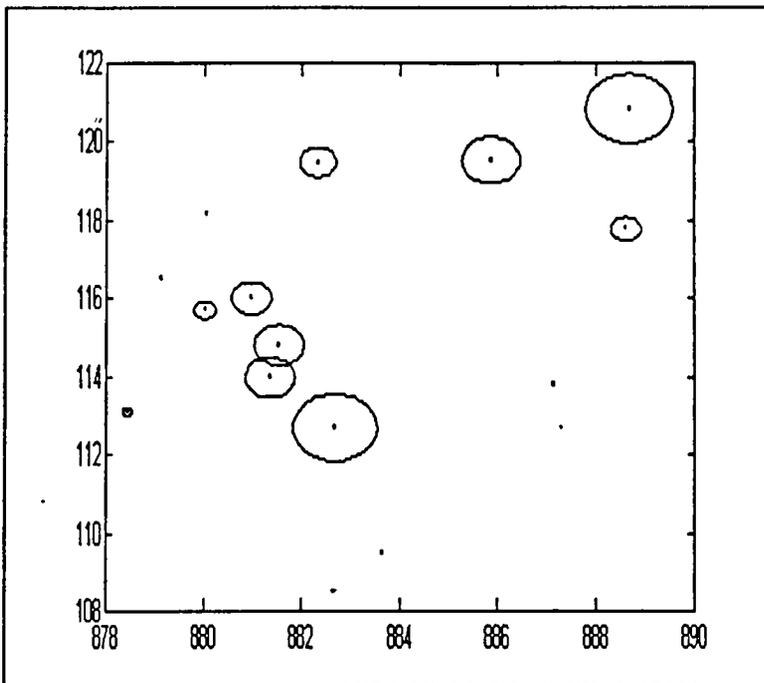
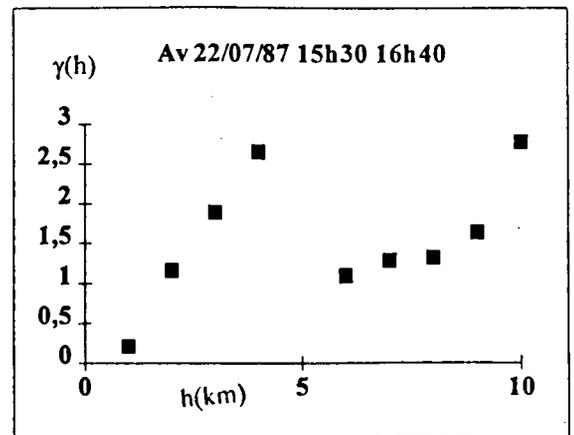


Fig.B.IV.1.9 Répartition spatiale du cumul de la pluie du  
22/07/87 15h30 16h40 sur l'agglomération nancéienne



Variogramme  $\Delta t=15$  mn

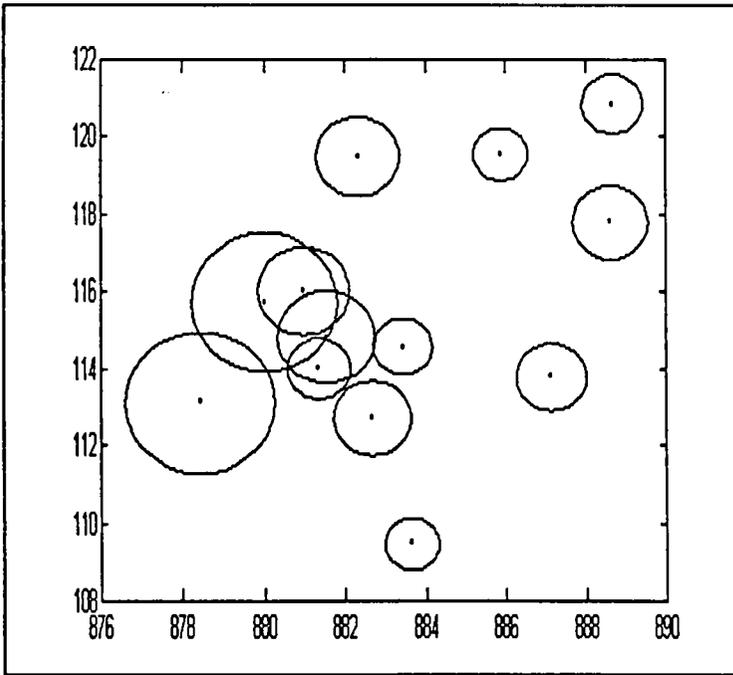
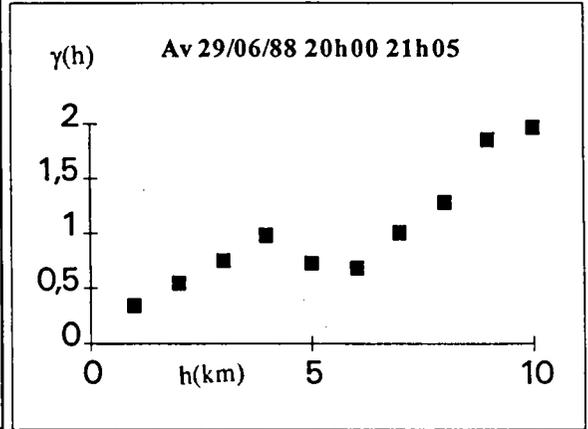


Fig.B.IV.1.10 Répartition spatiale du cumul de la pluie du 29/06/88 20h00 21h05 sur l'agglomération nancéienne



Variogramme  $\Delta t=15$  mn

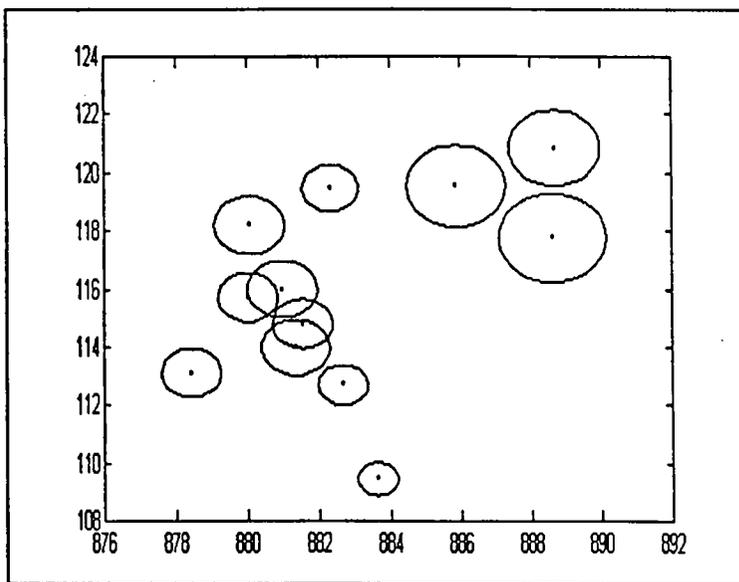
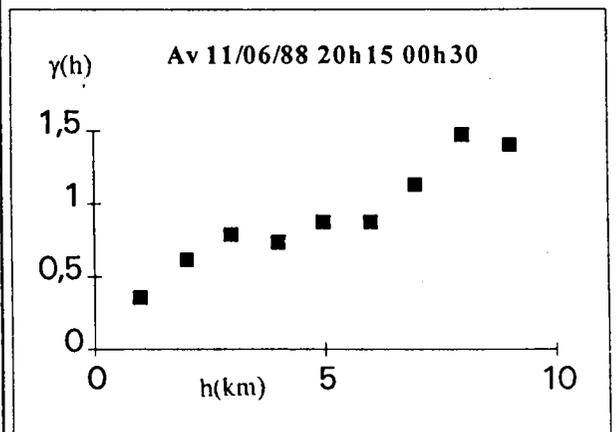


Fig.B.IV.1.11 Répartition spatiale du cumul de la pluie du 11/06/88 20h15 00h30 sur l'agglomération nancéienne



Variogramme  $\Delta t=15$  mn

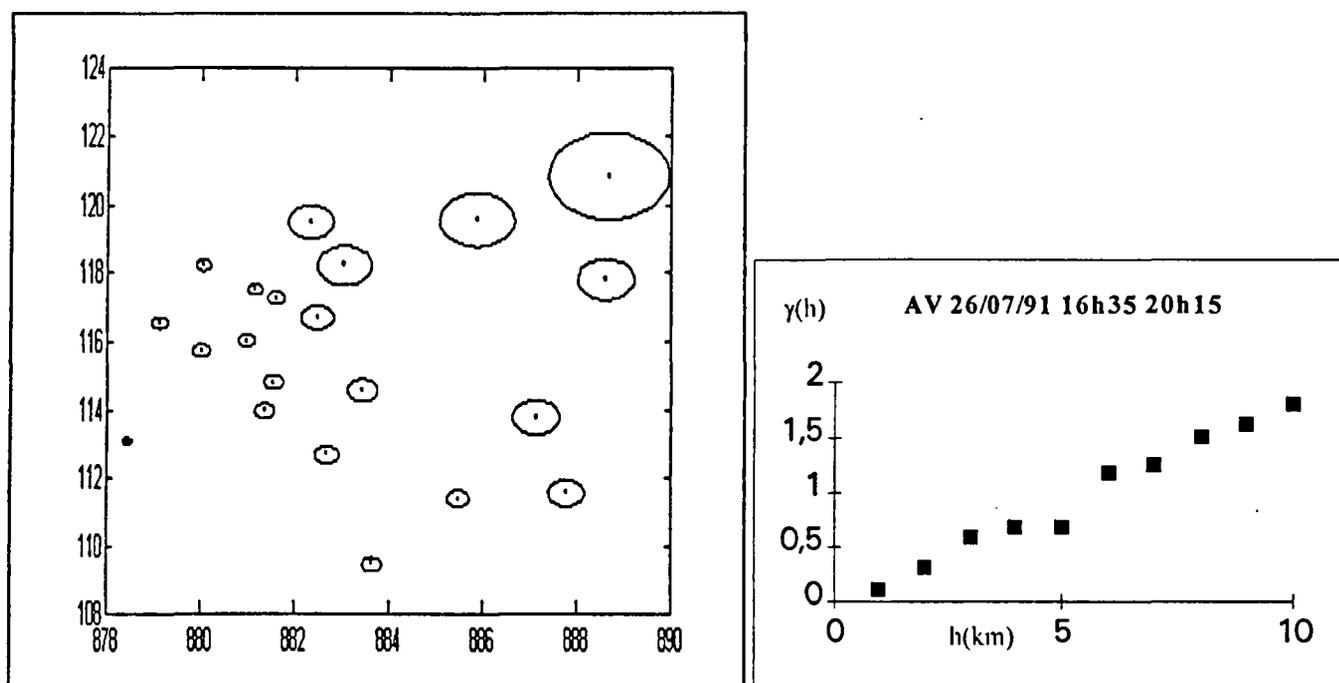


Fig.B.IV.1.12 Répartition spatiale du cumul de la pluie du  
26/07/91 16h35 20h15 sur l'agglomération nancéienne

Variogramme  $\Delta t=15$  mn

En conclusion nous pouvons dire que l'allure du variogramme expérimental calculé par événement ne dépend pas seulement de la variabilité spatiale du phénomène de précipitation lui-même. D'autres facteurs comme par exemple l'effet du centre ville, le manque d'effectifs pour une classe de distance donnée, la localisation des cellules pluvieuses par rapport au centre de gravité géographique du réseau de mesures, ou tout simplement l'incapacité du réseau de mesures fixe installé sur quelque  $\text{km}^2$ , aussi dense soit il, à rendre compte de la variabilité spatiale d'un phénomène qui peut se développer à des échelles largement supérieures à celle de la zone couverte par ce réseau, peuvent avoir une influence considérable sur cette allure.

Le variogramme par événement pluvieux, ainsi calculé, est très sensible à des facteurs externes à la structure spatiale du phénomène, sa modélisation devient très difficile et aléatoire, par conséquent son utilisation dans la résolution du système du krigeage est déconseillée.

### B.IV.1.3.5 Variogramme climatologique global

Afin de s'affranchir de l'influence des facteurs aléatoires externes à la répartition spatiale des champs de précipitation sur la connaissance de la structure spatiale du phénomène lui-même, nous avons considéré que l'échantillon de pluie sélectionné est homogène et nous avons calculé un variogramme climatologique global, toujours selon la formule (B.IV.1.14), pour l'ensemble des 50 événements pluvieux. Ainsi nous avons calculé un variogramme représentatif de l'ensemble des pluies étudiées pour chaque pas de temps de 5 minutes à 1 heure.

Nous constatons que:

- l'allure des variogrammes s'est fortement stabilisée.
- les variogrammes à différents pas de temps sont assez proches.
- Les 4 variogrammes présentent une dérive aux grandes interdistances.
- la portée théorique correspondant à la valeur de 1 de la fonction du variogramme est autour de 6 km pour les différents pas de temps considérés.
- la stabilisation de la valeur du variogramme autour de la valeur théorique du palier ( $P_a=1$ ) est plus au moins nette. Elle est le plus marquée quand le pas de temps augmente.
- l'effet de pépité augmente quand le pas de temps diminue. Elle représente 20% de la variance totale pour les pas de temps de 5 minutes et 13% pour les pas de temps de 60 minutes.

l'ajustement d'un modèle sur les variogrammes bruts constitue une étape très importante de la mise en oeuvre du krigeage. En effet, c'est cette courbe théorique ajustée à partir des valeurs expérimentales qui sera ensuite utilisée dans le calcul des poids  $\lambda_i$  de chaque station de mesures pour l'estimation de la variable aléatoire à un point donné dépourvu de mesures appartenant au domaine d'étude considéré. Il ne s'agit pas d'ajuster simplement une courbe mathématique sur un ensemble de points expérimentaux.

Les variogrammes expérimentaux montrent que le phénomène présente une dérive aux grandes distances. La structure spatiale n'est pas homogène sur l'ensemble des distances étudiées. Cette structure est de plus en plus hétérogène quand le pas de temps diminue. Ainsi, pour le pas de temps de 5 et 15 minutes, on peut constater que le variogramme expérimental peut être divisé en trois parties distinctes. La première de 0 à 4 km, la deuxième de 4 à 6 km et la troisième au delà des 6 km. Les variogrammes expérimentaux à 30 et 60 minutes présentent une certaine homogénéité de 0 à 6 km.

Les variogrammes expérimentaux montrent que le phénomène n'est pas stationnaire sur l'ensemble de l'agglomération. Pour s'affranchir de ce problème de dérive aux grandes échelles, nous avons choisi d'utiliser ce qu'on appelle le krigeage au voisinage glissant qui permet de se limiter uniquement aux zones sur lesquelles on peut considérer que le phénomène est stationnaire et isotrope.

La modélisation des variogrammes expérimentaux devrait se limiter aux distances sur lesquelles la structure spatiale du phénomène est homogène ce qui revient à limiter la portée du modèle. Toutefois, il faut s'assurer, qu'en fonction de la densité du réseau de mesures, chaque point du domaine est entouré dans les limites de la zone homogène définie d'au moins 4 points de mesure pour assurer une estimation correcte de sa valeur. En respectant ces deux contraintes, nous avons considéré que, pour les pas de temps de 5 à 60 minutes, la structure spatiale du phénomène des précipitations est homogène dans un rayon de 6 km. Ceci est moins vrai pour les pas de temps de 5 minutes, mais la densité du réseau surtout dans la partie nord-est et sud de l'agglomération est insuffisante pour pouvoir envisager des rayons plus petits.

Nous avons ainsi volontairement limité la modélisation des variogrammes expérimentaux aux six premières classes de distance pour chaque pas de temps. Les points expérimentaux ainsi que les modèles choisis sont représentés (Fig.B.IV.1.13; Fig.B.IV.1.14; Fig.B.IV.1.15 ; Fig.B.IV.1.16).

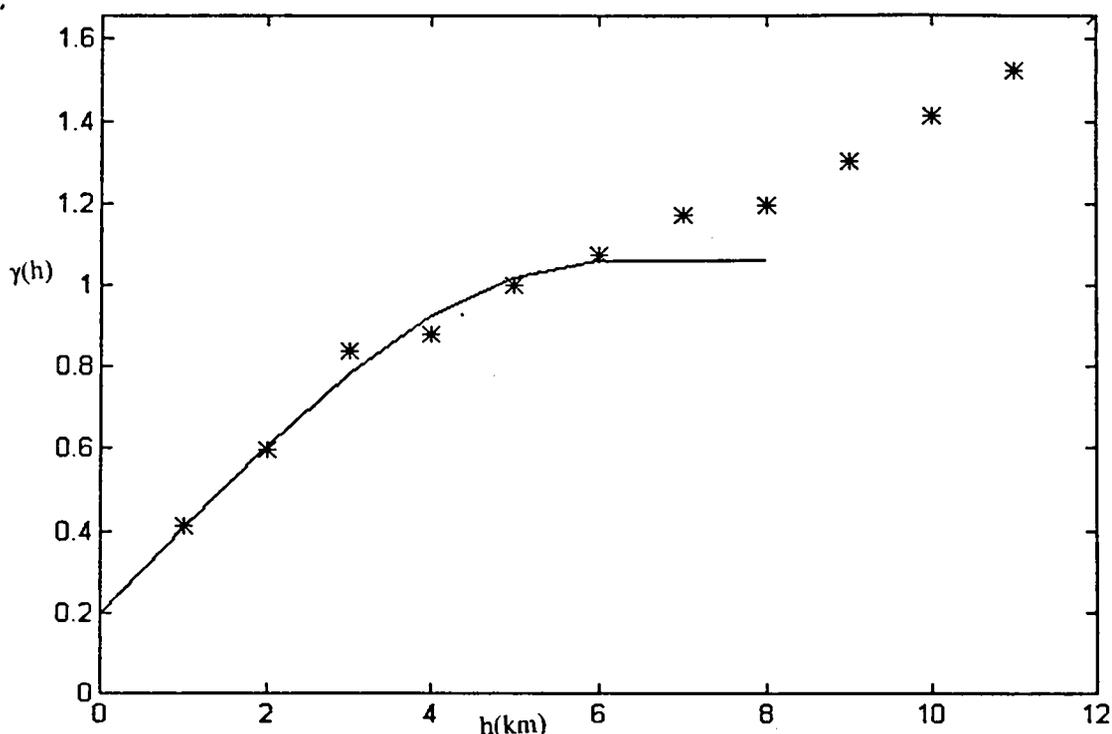


Fig.B.IV.1.13 Variogramme climatologique global  $\Delta t = 5$  mn  $Pe=0.20$   $Pa=1.06$   $po=6.1$

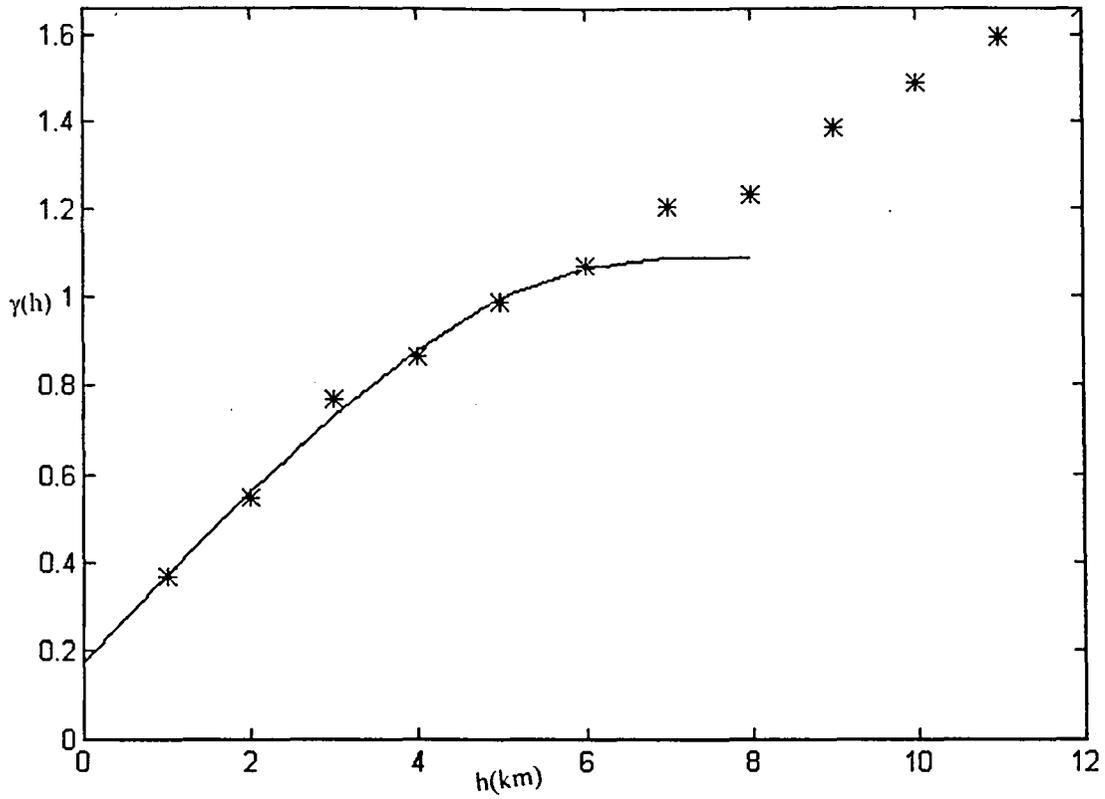


Fig.B.IV.1.14 Variogramme climatologique global  $\Delta t = 15$  mn  $Pe=0.17$   $Pa=1.09$   $po=6.4$

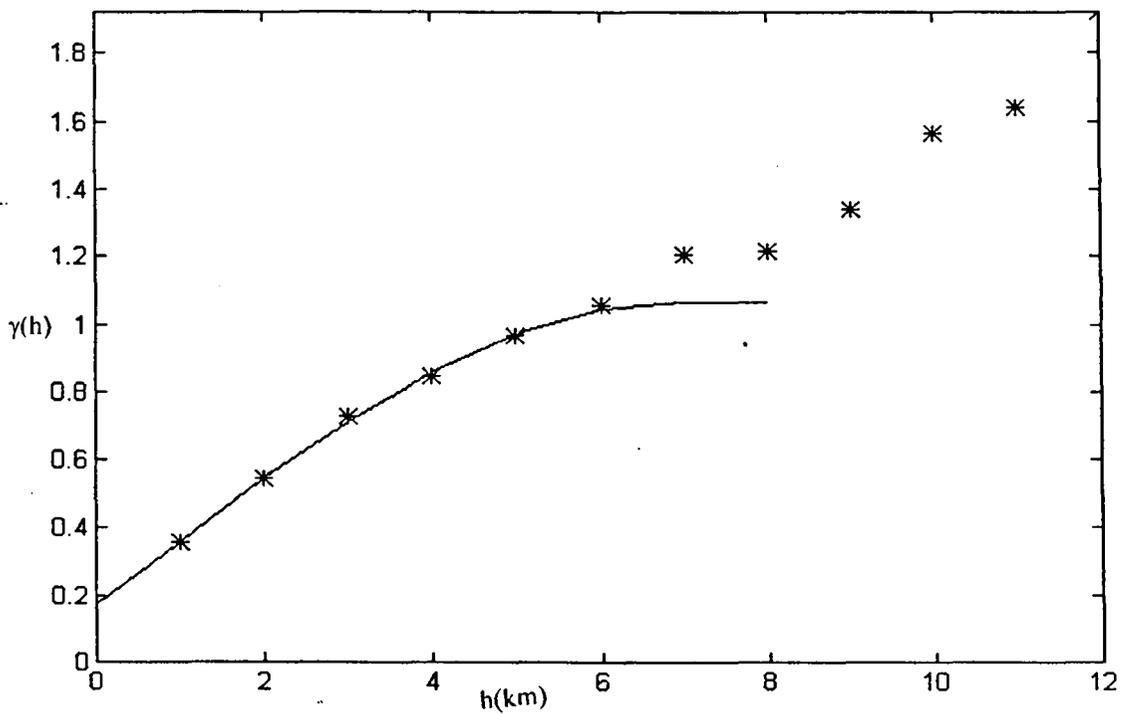


Fig.B.IV.1.15 Variogramme climatologique global  $\Delta t = 30$  mn  $Pe=0.16$   $Pa=1.07$   $po=6.2$

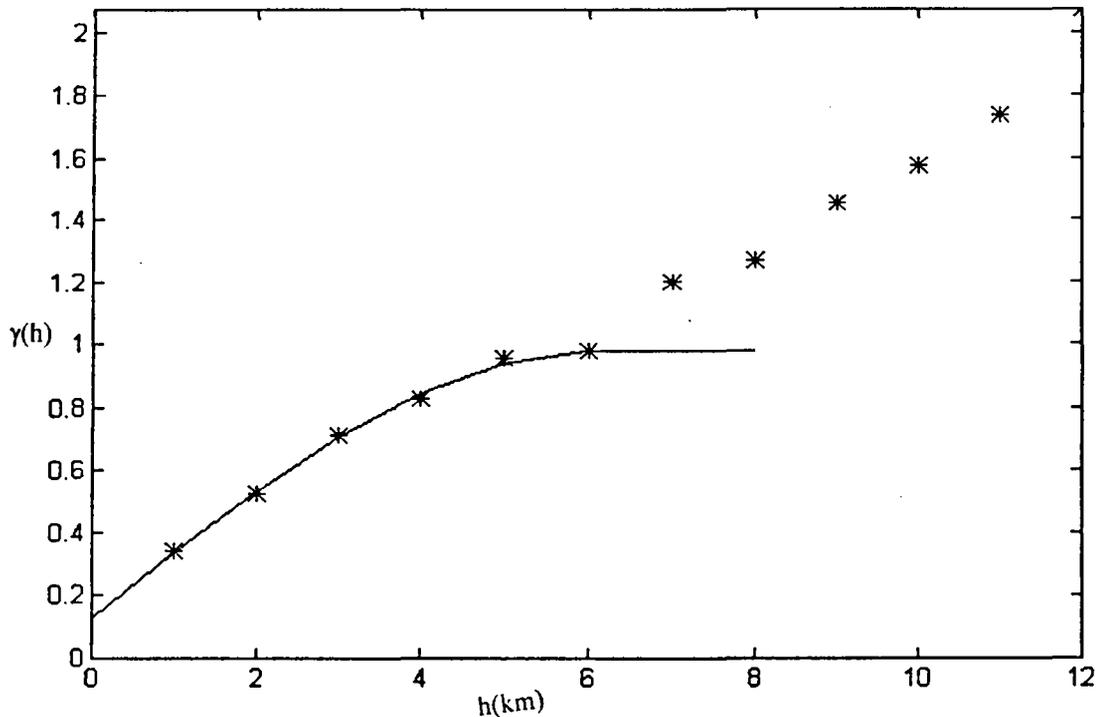


Fig.B.IV.1.16 Variogramme climatologique global  $\Delta t = 60$  mn  $Pe=0.13$   $Pa=0.98$   $po=6.1$

#### B.IV.1.4 Validation du modèle - Erreurs d'estimation

La validation et la vérification de l'adéquation des modèles de distribution spatiale des champs de précipitation par rapport à la réalité du phénomène se heurtent, le plus souvent, à la définition d'une valeur de référence qui peut représenter au mieux la valeur vraie du phénomène ainsi qu'à la définition des critères de validation permettant de mesurer la proximité entre les estimations données par le modèle et cette valeur référence. La validation croisée qui consiste à une reconstitution des valeurs réelles à partir du modèle quand c'est possible est le moyen le plus sûr pour juger de la qualité de la modélisation. En effet, dans le cas d'un réseau assez dense, on peut se permettre de supprimer un point de mesure sans pour autant altérer significativement la précision de l'estimation. Ainsi pour chaque champ de pluie ( $k$ ) on peut supprimer un pluviographe ( $i$ ) et estimer sa valeur  $H_k(i)^*$  par le krigeage à partir des stations voisines en respectant toujours les mêmes conditions de l'application du krigeage au voisinage glissant. On calcule aussi à chaque fois la variance d'estimation par le krigeage en ce point. Cette procédure est répétée en chacune des  $n$  stations de mesures et pour l'ensemble des champs pluvieux des 50 événements étudiés à différents pas de temps (5, 15, 30, 60 minutes).

les 22 pluviographes nous ont servi pour cette validation croisée. Pour chaque pluviographe nous disposons alors de deux séries de mesures une réelle et une estimée par le krigeage ainsi qu'une variance d'estimation pour chaque valeur estimée.

Le krigeage permet d'estimer la valeur de la hauteur de pluie en un point deprouvu de mesures assorties d'une variance d'estimation. La validation du modèle doit concerner ces deux grandeurs. Pour ce faire nous avons choisi les critères de validation suivants:

#### B.IV.1.4.1 La distribution des erreurs théoriques par rapport aux erreurs connues

Les distributions des erreurs théoriques estimées par le krigeage pour tout point ( $M_0$ ) appartenant au domaine d'étude sont définies par:

$$E [H_k(M_0)^* - H_k(M_0)] = 0$$

$$\text{Var}[H_k(M_0)^* - H_k(M_0)] = \sigma_k^2 \cdot \sigma^2(M_0)$$

Les distributions des erreurs réelles ne peuvent être connues que pour les 22 points de mesures disponibles sur l'agglomération. Pour comparer les distributions des erreurs théoriques avec les distributions des erreurs connues, on calcule pour chaque pluviographe le rapport:

$$\varepsilon_k(i) = \frac{H_k(i)^* - H_k(i)}{\sigma_k^2 \cdot \sigma^2(i)}$$

Dans le cas où le modèle est correct la distribution des valeurs de  $\varepsilon_k(i)$  doit être gaussienne de moyenne nulle et d'écart type égale à 1. Sur le tableau suivant nous avons reporté les valeurs de l'écart type et de la moyenne des distributions de  $\varepsilon_k(i)$  pour chaque pluviographe et chaque pas de temps.

N° Pluv	$\Delta t = 5 \text{ mn}$		$\Delta t = 15 \text{ mn}$		$\Delta t = 30 \text{ mn}$		$\Delta t = 60 \text{ mn}$	
	moy	e type	moy	e type	moy	e type	moy	e type
1	0.05	0.93	0.078	0.84	0.08	0.86	0.040	0.79
2	0.00	0.93	0.042	0.85	0.04	0.89	0.080	0.88
3	-0.12	1.13	-0.226	1.15	-0.3	1.01	-0.430	1.10
4	0.01	0.98	-0.064	0.92	-0.05	0.89	-0.007	0.94
5	0.01	0.96	0.081	0.97	0.13	1.00	-0.004	0.97
6	-0.08	1.12	0.172	1.06	0.26	1.05	0.330	1.04
7	-0.07	0.97	-0.099	0.89	-0.16	0.87	-0.115	0.77
9	0.07	1.12	-0.145	1.12	-0.24	1.09	-0.270	1.08
10	-0.03	1.07	0.127	1.05	0.18	0.99	0.280	0.96
11	0.05	1.19	-0.026	1.15	-0.07	1.18	-0.022	1.14
12	-0.17	1.01	0.044	0.96	0.05	0.96	0.017	0.94
13	0.03	1.19	-0.154	1.15	-0.10	1.09	0.029	1.20
14	-0.04	1.1	0.092	1.09	0.09	0.98	0.045	1.02
15	0.05	1.12	-0.075	1.12	-0.09	1.12	-0.103	1.18
16	0.01	1.00	0.024	0.95	-0.02	0.98	-0.031	0.98
17	0.11	1.04	0.051	0.92	0.06	0.96	-0.007	0.89
18	0.06	0.92	0.054	0.86	0.12	0.81	0.159	0.73
19	0.07	1.04	0.018	1.00	0.07	0.97	-0.047	1.11
20	0.16	1.00	0.192	0.94	0.17	0.93	0.213	0.80
22	0.20	1.07	0.252	1.04	0.22	1.01	0.239	0.86

Tab.B.IV.1.1 : écart-type et moyenne de  $\varepsilon_k$  pour les 22 pluviographes.

Les écarts types ainsi que la moyenne des distributions de  $\varepsilon_k(i)$  de l'ensemble des 22 points de mesures montrent la validité du modèle en tout point de l'agglomération. Les valeurs légèrement inférieures à 1 semblent indiquer une surestimation de la variance d'estimation théorique donnée par le krigeage. À l'inverse les valeurs des écarts types supérieures à 1 indiquent une sous-estimation de la valeur théorique de la variance d'estimation calculé par le modèle. On remarque qu'en général, ce sont les pluviographes situés dans des zones de forte densité qui ont les écarts types inférieurs à 1. Les écarts types de la distribution de  $\varepsilon_k(i)$  légèrement supérieurs à 1 concernent surtout les pluviographes situés en périphérie de l'agglomération.

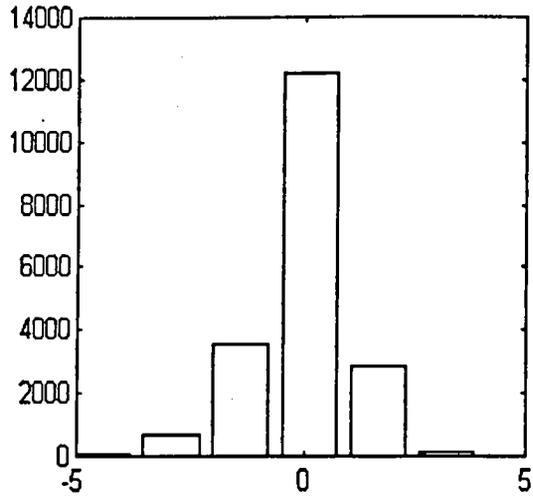
Cependant cette remarque ne peut être généralisée, en effet ces variations de l'écart type et de la moyenne des distributions de  $\varepsilon_k(i)$  d'un pluviographe à l'autre peuvent être aussi le résultat des erreurs de mesures propres à chaque pluviographe et à son site d'implantation. Ainsi par exemple, la moyenne élevée (0.22) de la distribution de  $\varepsilon_k$  pour le

pluviographe N° 22 n'est pas seulement le résultat d'une faiblesse du modèle mais peut aussi être expliquée par le fait que ce pluviographe est situé sur le toit de l'hôtel Distrial donc en altitude par rapport aux autres pluviographes. En temps normal, les valeurs réelles enregistrées par ce pluviographe sont sous estimées par rapport à son voisinage. C'est pourquoi, en supprimant ce pluviographe et en estimant sa valeur par les pluviographes qui l'entourent, l'écart entre les valeurs estimées par le modèle (qui ne tient pas compte de la spécificité de l'emplacement du pluviographe) et les valeurs réelles  $(H_k(22)^* - H_k(22))$  est le plus souvent significativement supérieur à zéro. Un autre exemple est celui du pluviographe N°3 avec une valeur de (-0.3) de la moyenne de la distributions de  $\varepsilon_k(i)$  qui peut être expliquée par le faite que ce pluviographe soit situé à la limite du centre ville et qu'une bonne partie des points de mesures intervenant au cours de l'estimation de sa valeur par le krigeage sont des pluviographes situés en plein centre ville donc une zone caractérisée par un léger déficit de pluie qui explique l'écart souvent négatif entre les valeurs estimées et réelles de ce pluviographe  $(H_k(3)^* - H_k(3))$ .

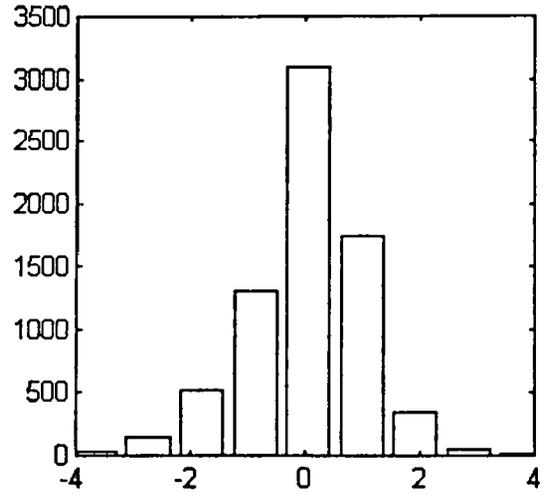
Ces deux exemples montrent qu'en plus des erreurs d'estimation liées au modèle lui même, les erreurs induites par la spécificité de chaque site d'implantation sont assez importantes.

Pour juger de la validité du modèle sur l'ensemble de l'agglomération et au lieu de présenter un histogramme pour chaque pluviographe, nous avons préféré présenter la distribution des valeurs  $\varepsilon_k$  pour l'ensemble des points de mesures disponibles sur un seul histogramme. Ce travail a été effectué pour chaque pas de temps allant de 5 à 60 minutes.

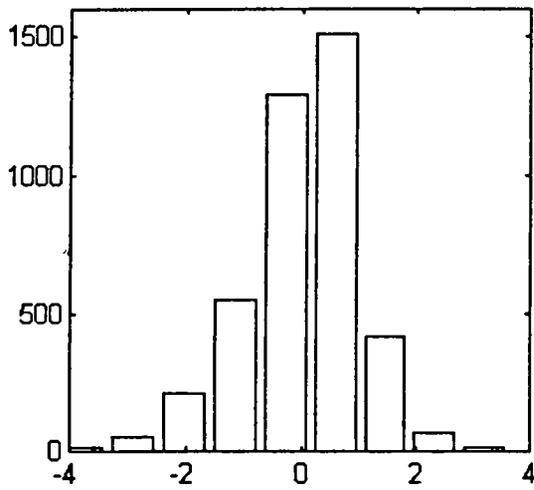
Les résultats sont représentés sur la (Fig.B.IV.1.17).



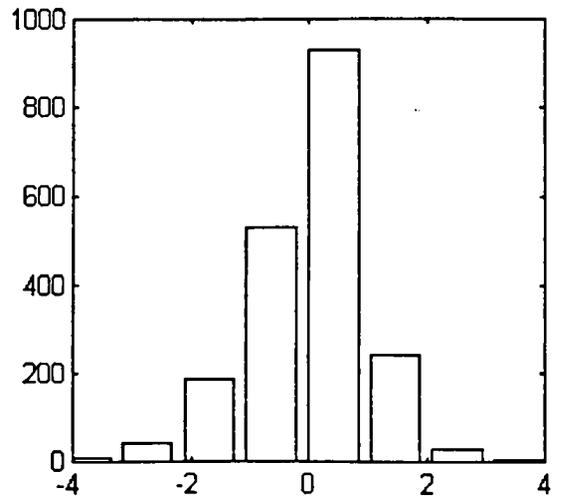
$\Delta t = 5 \text{ mn}$   $e_{\text{type}}=1.06$   $\text{moy} = 0.011$



$\Delta t = 15 \text{ mn}$   $e_{\text{type}}=1.02$   $\text{moy} = 0.010$



$\Delta t = 30 \text{ mn}$   $e_{\text{type}}=1.001$   $\text{moy} = 0.004$



$\Delta t = 60 \text{ mn}$   $e_{\text{type}}=1.001$   $\text{moy} = 0.011$

Fig.B.IV.1.17: Distributions de  $\epsilon_k$  pour différents pas de temps.

Nous constatons que pour les 4 pas de temps étudiés la distribution de  $\varepsilon_k$  est gaussienne d'écart type égal à 1 et de moyenne égale à zéro. Nous pouvons conclure donc que la distribution théorique des erreurs estimées par le modèle est conforme à leur distribution réelle.

#### B.IV.1.4.2 L'erreur relative d'estimation ponctuelle

Nous disposons pour chaque point de mesure de deux séries l'une réelles  $H_k(i)$  et l'autre estimée  $H_k(i)^*$  par krigeage en occultant à chaque fois le point de mesures considéré. Nous avons dans un premier temps calculé l'erreur relative d'estimation ponctuelle définie par le rapport entre la somme des valeurs absolues des écarts (estimé-réel) et la somme des valeurs réelles prises comme référence.

$$EP(i) = \frac{\sum_{k=1}^p |H_k(i)^* - H_k(i)|}{\sum_{k=1}^p H_k(i)}$$

(p) est le nombre total de champs de pluies considéré pour l'ensemble des 50 événements à un pas de temps donné.

Nous avons calculé cette erreur pour chaque pluviographe et chaque pas de temps. Cette erreur est moins indulgente que l'erreur de reconstitution simple (moyenne des écarts référence-estimation normée par la moyenne de la référence) dans la mesure où dans ce dernier cas les sous-estimations tendent à être compensées par les surestimations. Par ailleurs, cette erreur est préférée à la moyenne des erreurs relatives (estimé-référence/référence) qui en pourcentage accorde le même poids aux erreurs commises sur les faibles hauteurs de pluie qui en réalité ne sont pas significatives. En effet, une erreur de 50% sur l'estimation d'une hauteur d'eau de 5 mm est largement plus dommageable qu'une erreur de 100% sur une hauteur de 1 mm.

Les résultats pour les pas de temps de 5, 15, 30, et 60 minutes sont représentés sur les graphiques (Fig.B.IV.1.18 à Fig.B.IV.1.21).

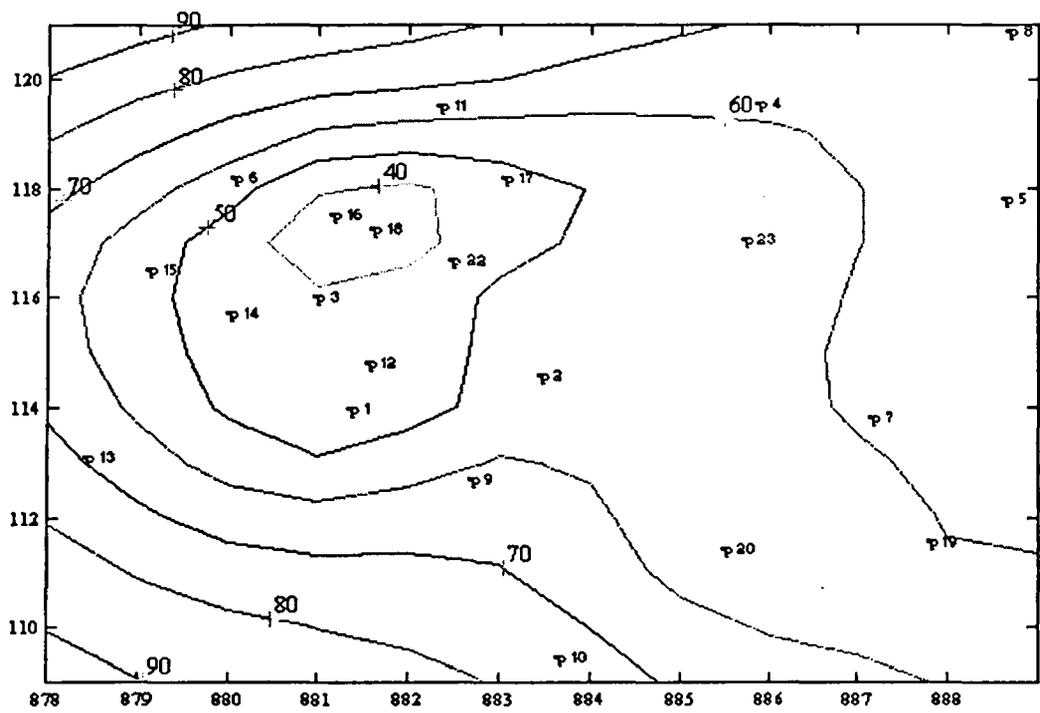


Fig.B.IV.1.18 Erreur relative d'estimation ponctuelle (%) sur l'agglomération nancéienne  $\Delta t=5$  mn

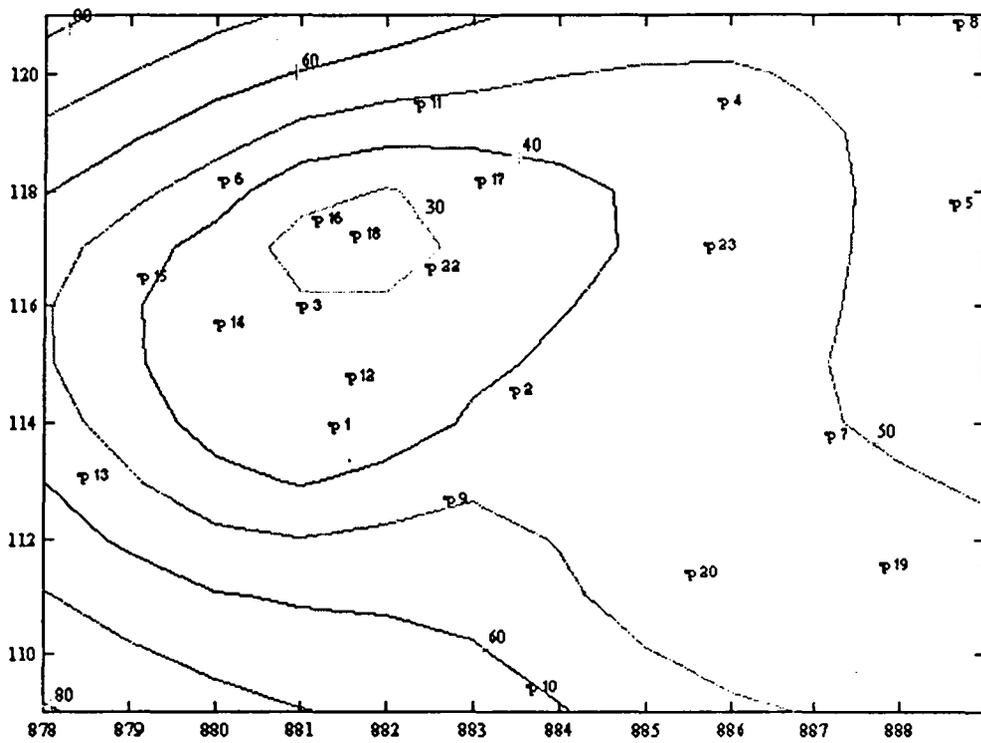


Fig.B.IV.1.19 Erreur relative d'estimation ponctuelle (%) sur l'agglomération nancéienne.  $\Delta t=15$  mn

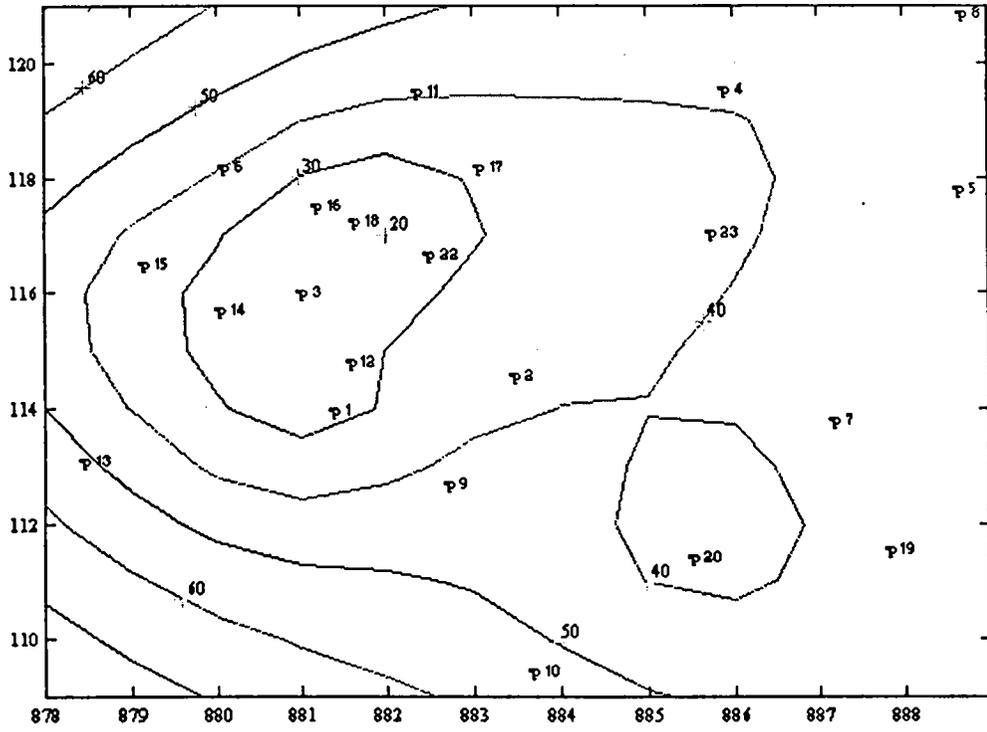


Fig.B.IV.1.20 Erreur relative d'estimation ponctuelle (%) sur l'agglomération nancéienne.  $\Delta t=30$  mn

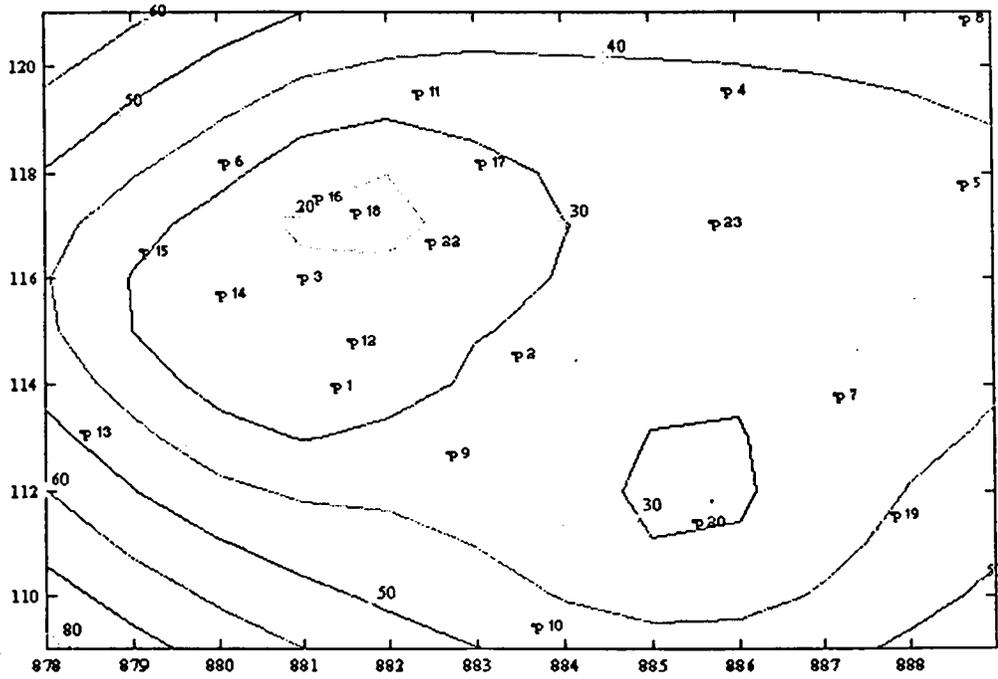


Fig.B.IV.1.21 Erreur relative d'estimation ponctuelle (%) sur l'agglomération nancéienne.  $\Delta t=60$  mn

Nous constatons que:

- Pour un pas de temps donné, l'erreur ainsi calculée peut varier du simple au double d'un point à l'autre de l'agglomération, elle est moins importante sur les zones de l'agglomération ou la densité du réseau est plus forte et notamment sur les bassins de Boudonville et de Saint-Anne. Cette erreur est très importante sur les stations situées à la périphérie de l'agglomération. Ceci s'explique par le principe même de toute méthode d'interpolation qui est moins précise sur les bords de la zone d'interpolation. Cependant, cette remarque aussi évidente soit elle peut être très utile au moment du choix de l'emplacement d'un réseau de pluviographe sur un bassin versant donné. L'installation de pluviographes autour du bassin est souvent plus judicieuse qu'une densification excessive du réseau de mesures à l'intérieur du bassin.
- Pour un bassin donné, donc pour la même densité de points de mesures, cette erreur augmente significativement quand le pas de temps diminue. Ainsi on perd en moyenne 5 % de précision en passant de 60 à 30 minutes et 10% de 30 à 15 et de 15 à 5 minutes.
- Cette erreur ne diminue pas indéfiniment avec l'augmentation de la densité du réseau de mesures. Il semblerait que, quand la densité du réseau tend vers l'infini, l'erreur relative d'estimation ponctuelle tend vers une valeur constante qui est de l'ordre de 15% pour les champs horaires et peut atteindre jusqu'à 30% pour les champs de pluie à un pas de temps 5 minutes. Cette erreur constante est surtout liée aux erreurs de mesures propres aux pluviographes à augets basculeurs et notamment l'erreur d'échantillonnage qui est très importante pour les faibles pas de temps, ainsi qu'au site d'implantation de chaque pluviographe.

#### **B.IV.1.4.3 L'erreur type d'estimation ponctuelle**

Pour répondre à un besoin réel qu'ont les gestionnaires des réseaux d'assainissement de quantifier cette erreur d'estimation en mm/h, nous avons calculé aussi l'erreur type d'estimation définie par l'écart type de la distribution des écarts entre les valeurs réelles et les valeurs estimées pour chaque point de mesures et sur la totalité de la série de mesures pour l'ensemble des 50 événements. Le lissage des valeurs de cette erreur est effectué à partir des 22 points de mesures est représenté sur la (Fig.B.IV.1.22 à Fig.B.IV.1.23). L'erreur type d'estimation varie d'un bassin à l'autre de l'agglomération en fonction de la densité du réseau relative à chaque bassin. On peut estimer globalement cette erreur sur l'ensemble de l'agglomération à 9 mm/h pour un pas de temps de 5 minutes, 6 mm/h pour un pas de temps de 15 minutes, et à 3 mm/h pour un pas de temps horaire. Cette erreur est assez importante dans la mesure où dans le contexte de la pluviométrie nancéienne, une pluie de 3 mm en une heure représente un volume d'eau non négligeable à évacuer et une intensité de 9 mm/h en 5 minutes est une intensité significative.

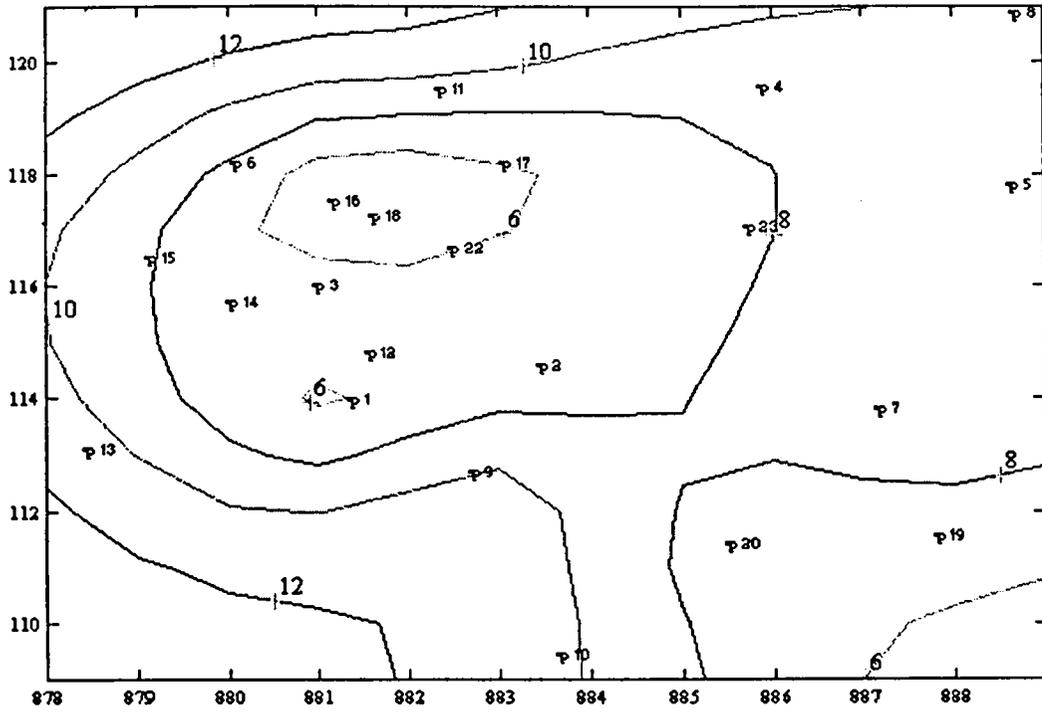


Fig.B.IV.1.22 Erreur type d'estimation (mm/h) sur l'agglomération nancéienne.  $\Delta t = 5$  mn

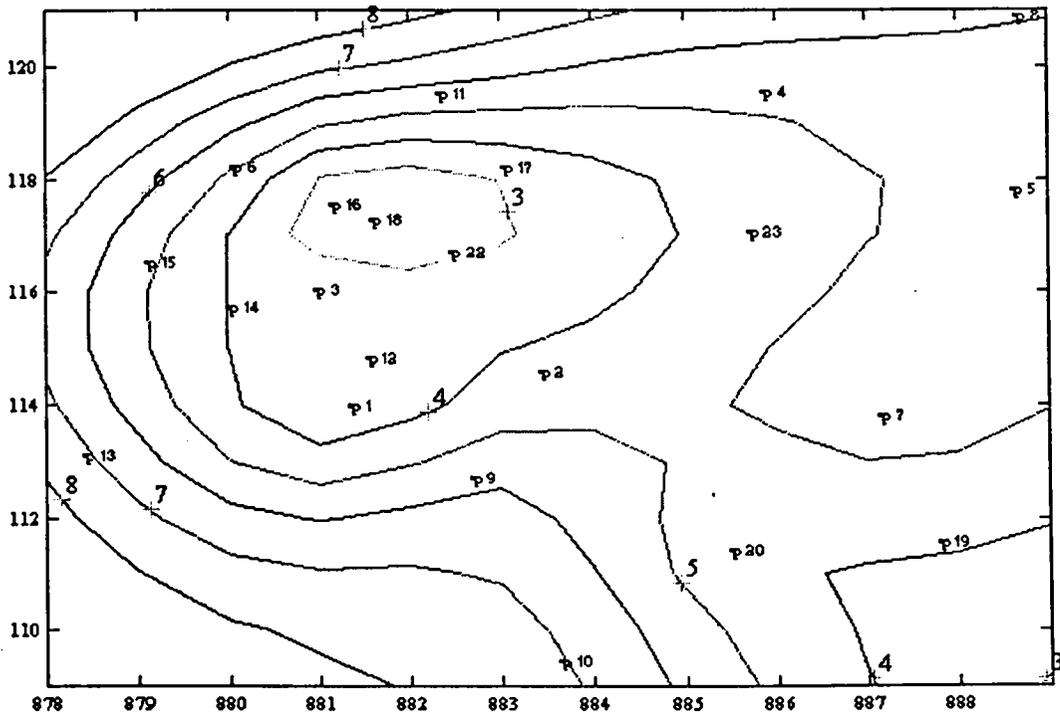


Fig.B.IV.1.23 Erreur type d'estimation (mm/h) sur l'agglomération nancéienne.  $\Delta t = 15$  mn

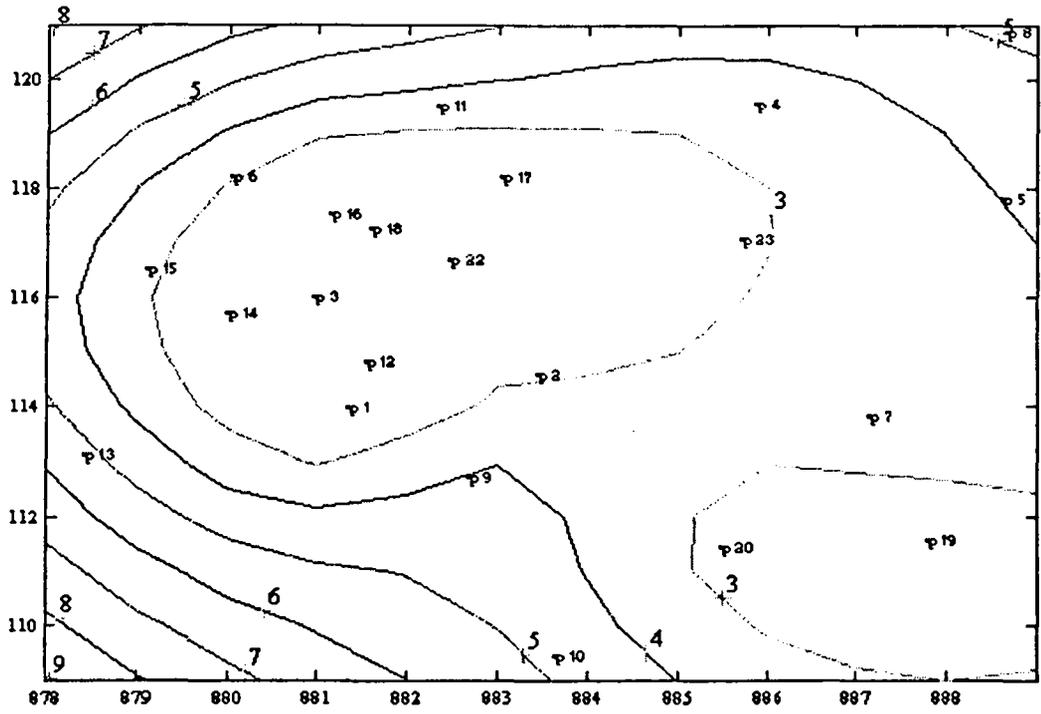


Fig.B.IV.1.24 Erreur type d'estimation (mm/h) sur l'agglomération nancéienne.  $\Delta t = 30$  mn

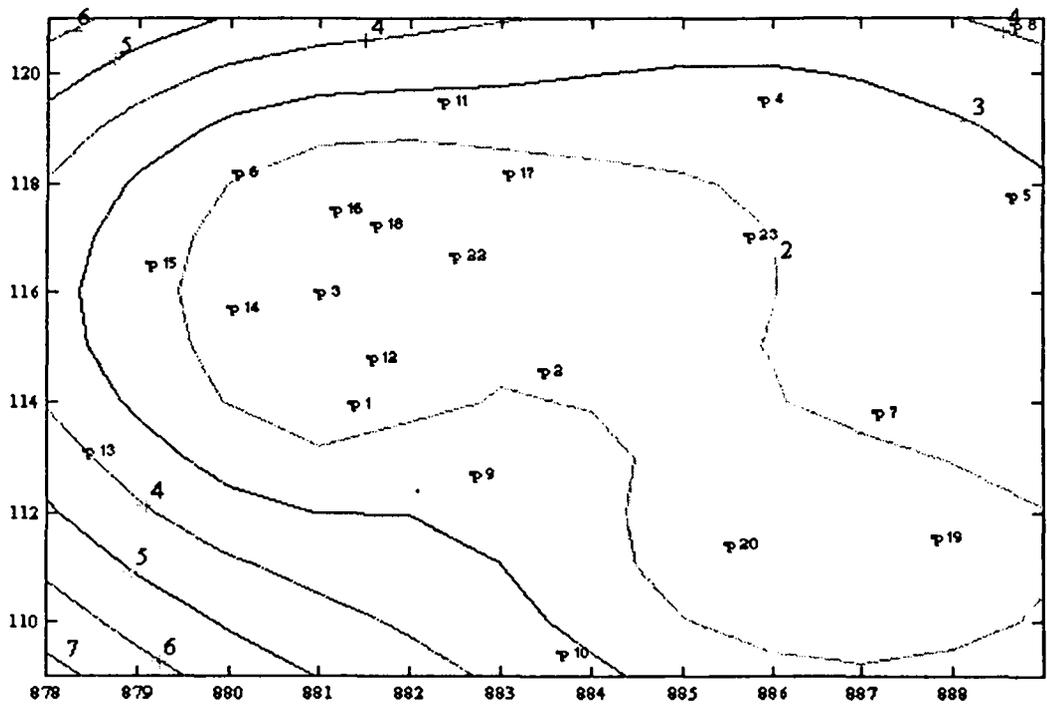


Fig.B.IV.1.25 Erreur type d'estimation (mm/h) sur l'agglomération nancéienne.  $\Delta t = 60$  mn

#### B.IV.1.4.4 Erreur d'estimation spatiale

L'erreur d'estimation spatiale est l'erreur commise sur le calcul de la lame d'eau moyenne. Elle est définie par le rapport de la somme des écarts absolus entre lame d'eau estimée et réelle, par la somme des lames d'eau réelles pour l'ensemble des champs de précipitation des 50 événements sélectionnés. Les lames d'eau réelle et estimée, pour un champ de pluie (k), sont approchées par la moyenne spatiale des points de mesures, respectivement réels et estimés, disponible sur le domaine d'étude (seules les valeurs non nulles sont prises en compte).

$$ES = \frac{\sum_{k=1}^p |L_{est_k} - L_{rel_k}|}{\sum_{k=1}^p L_{rel_k}}$$

ES : erreur spatiale.

$L_{rel_k}$  : la lame d'eau moyenne réelle.

$L_{est_k}$  : la lame d'eau moyenne estimée.

p : le nombre total de champs de pluies pour l'ensemble des 50 événements.

$$L_{rel_k} = (1/N_k) \sum_{i=1}^{N_k} H_i \quad \text{et} \quad L_{est_k} = (1/N_k) \sum_{i=1}^{N_k} H_i^*$$

$N_k$  : le nombre de valeurs non nulles pour un champs (k).

Nous avons calculé cette erreur pour chaque pas de temps. Les résultats sont regroupés dans le tableau suivant:

Pas de temps	$\Delta t = 5 \text{ mn}$	$\Delta t = 15 \text{ mn}$	$\Delta t = 30 \text{ mn}$	$\Delta t = 60 \text{ mn}$
ES	11.5 %	9.1 %	7.3%	5.9 %

Tab.IV.1.2 Erreur d'estimation spatiale pour les différents pas de temps.

L'erreur d'estimation spatiale augmente quand le pas de temps diminue. Elle est largement inférieure à l'erreur ponctuelle calculée avec le même principe au (IV.1.4.2). Ce résultat montre que le krigeage permet l'estimation d'une lame d'eau à des faibles pas de temps de 5 minutes à une heure avec une précision satisfaisante. Ce qui n'est pas le cas pour l'estimation ponctuelle.

## B.IV.2 L'APPROCHE DETERMINISTE "RECHERCHE D'EPICENTRE"

A l'inverse de l'approche probabiliste qui suppose que le phénomène des précipitations soit complètement aléatoire et qu'on puisse caractériser sa variabilité spatiale en connaissant ses caractéristiques statistiques moyennes à partir d'une longue série de mesures enregistrées sur un réseau de pluviographes, l'approche déterministe suppose que la structure spatiale du phénomène soit très variable dans le temps et dans l'espace pour être figée dans une structure moyenne qui soit valable pour l'ensemble des événements pluvieux. Cette démarche suppose que le champ de précipitation soit organisé en cellules pluvieuses qui sont en mouvement dans l'espace et dans le temps. Chaque cellule ayant une structure spatiale et une dynamique propre. La connaissance de la structure spatiale du champ de précipitation au sol revient donc à localiser ces cellules et déterminer la répartition spatiale des précipitations à l'intérieure de chaque cellule. Cette approche suppose l'existence d'un épicycle pour chaque cellule et que la décroissance de l'intensité pluvieuse autour de cet épicycle soit la même dans toutes les directions. L'application de cette approche nécessite donc la vérification des hypothèses d'homogénéité et de continuité du phénomène des précipitations autour de l'épicycle considéré.

Cette approche est certainement la mieux adaptée à la réalité du phénomène des précipitations. Cependant, son application dans la pratique, se heurte à de nombreux problèmes. En effet, il est difficile à partir d'un réseau de pluviographes fixes avec une extension spatiale limitée à une agglomération urbaine d'identifier les cellules pluvieuses et de localiser leur épicycle. C'est pourquoi, dans la pratique, l'application de cette approche est réalisée par une simplification structurelle trop réductrice qui suppose que le champ des précipitations pour un pas de temps donné sur un bassin donné est constitué d'une seule cellule pluvieuse et que l'épicycle de cette cellule peut être assimilé à l'intensité maximale enregistrée sur un des points de mesures du bassin.

Plusieurs auteurs ont proposé des fonctions de décroissance de l'intensité pluvieuse autour de l'épicycle en fonction de la distance à l'épicycle:

- la formule de Grisolle:

$$i / i_0 = (60 + 3D) / (60 + 14D)$$

$i_0$  : intensité à l'épicycle

$i$  : intensité à la distance  $D$  de l'épicycle.

- La formule de Desbordes

$$i / i_0 = a \cdot d^b$$

a et b sont des coefficients qui dépendent du pas de temps pris en compte.

P.Auchet, (1990) a mis au point une méthode de calcul "recherche d'épicentre" qui, en reprenant le principe premier de l'épicentre, permet de prendre en compte le fait que le champ des précipitations peut être composé par plusieurs cellules pluvieuses et que la loi de répartition des intensités pluvieuses autour de l'épicentre n'est pas continue au delà d'un certain rayon. Cette approche nous semble mieux appropriée à la réalité du phénomène. Nous avons utilisé cette méthode pour l'interpolation des données pluviométriques enregistrées sur l'agglomération nancéienne.

#### B.IV.2.1 Principe de la méthode "recherche d'épicentre"

Le principe de cette méthode est basé sur la possibilité d'une représentation géométrique des structures spatiales des champs de précipitation cumulés sur un pas de temps  $\Delta t$  à partir des enregistrements ponctuels d'un réseau de pluviographes assez dense. Elle suppose que le champ des précipitations soit organisé en cellules pluvieuses de tailles variables et que chaque cellule soit composée d'un noyau dense qu'on appelle "zone d'épicentre". Autour de ce noyau se développe une zone de faible pluie où la variabilité spatiale du champ des précipitations est moins importante. La modélisation de la répartition spatiale des champs de précipitation consiste à modéliser cette répartition sur ces deux zones.

##### B.IV.2.1.1 La zone d'épicentre

La répartition spatiale de la pluie sur cette zone est modélisée par un volume de révolution autour d'un point culminant appelé épicentre de la cellule pluvieuse dont la courbe directrice est un polynôme de la forme:

$$y = a \cdot d^i + b$$

L'ordonnée y correspond à l'intensité de la pluie à un point quelconque appartenant à cette zone. d est la distance séparant ce point à l'épicentre de la cellule pluvieuse. (a, b, i) sont des coefficients à déterminer pour chaque champ de pluie à partir des données expérimentales du réseau de mesure. Le coefficient (a) doit être négatif, il schématise la décroissance de l'intensité de la pluie en s'éloignant de l'épicentre. Le coefficient (i) représente la forme de cette décroissance, il peut varier de 0.3 (forme en pic) et 5 (forme en bombé), (Fig.IV.2.1). Ces bornes correspondent à des limites au delà desquelles le calcul n'offre pas d'amélioration de détection.

Cette démarche suppose la connaissance des coordonnées de l'épicentre de la cellule pluvieuse. La recherche des coordonnées de l'épicentre et la délimitation de la "zone d'épicentre" sont les deux points cruciaux de la mise en oeuvre dans la pratique de cette méthode.

#### B.IV.2.1.2 Recherche d'épicentre

Sont sélectionnés préalablement, à partir de chaque pluviographe  $p_i$ , les groupements  $G_i$  de, 5 minimum et 10 maximum, pluviographes compris dans un cercle de rayon initial de 3 km. Chaque groupe  $G_i$  est ensuite identifié par la moyenne des 3 pluviographes les plus proches du pluviographe  $p_i$ .

$$Z_{\text{moy}}(p_i) = [ \sum_{k=1}^3 Z(i, k) ] / 3$$

Dans l'hypothèse de l'existence de deux épicentres au plus, (c'est l'hypothèse que nous avons admis dans cette étude), on sélectionne les deux groupements de pluviographes dont  $Z_{\text{moy}}(p_i)$  est la plus élevée. La recherche des épicentres éventuels débute alors à partir de ces deux groupes de pluviographes.

Pour chacun des deux groupements sélectionnés, on détermine dans un premier temps le pluviographe qui a enregistré l'intensité maximale. A partir des coordonnées  $(x_0, y_0)$  de ce pluviographe assimilé dans un premier temps à l'épicentre, la puissance  $i_0$  du polynôme de la courbe enveloppe est calculé, en recherchant la meilleure corrélation (droite de régression  $y=f(d^i)$ ).

Les coordonnées  $(x_0, y_0)$  du pluviographe ayant enregistré l'intensité maximale dans le groupement considéré, et la puissance  $i_0$  ainsi calculée serviront de point de départ de la procédure de recherche de l'épicentre. Cette procédure consiste à faire varier les coordonnées de l'épicentre (dans un rayon de 3 km autour des coordonnées de l'intensité maximale) et la puissance  $i$  (de 0.3 à 5) jusqu'à l'obtention du meilleur coefficient de corrélation entre les valeurs des intensités réelles enregistrés par l'ensemble des pluviographes appartenant au groupement considéré et les valeurs théoriques calculées à partir de la droite de régression (Fig.B.IV.2.2).

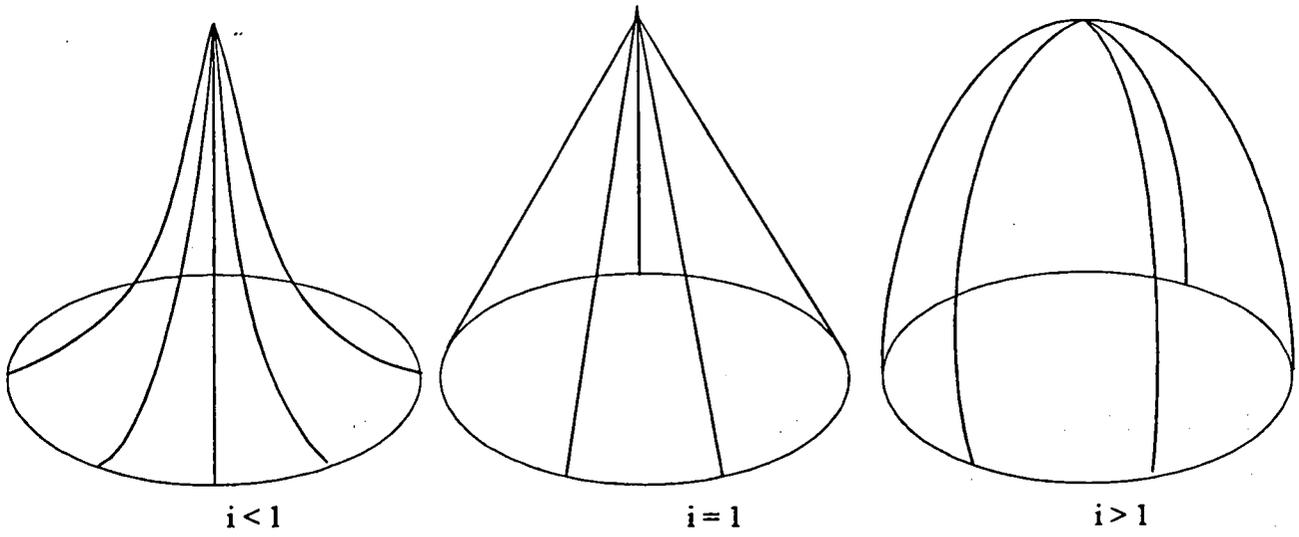


Fig.B.IV.2.1 Forme de répartition des intensités autour de l'épicentre.

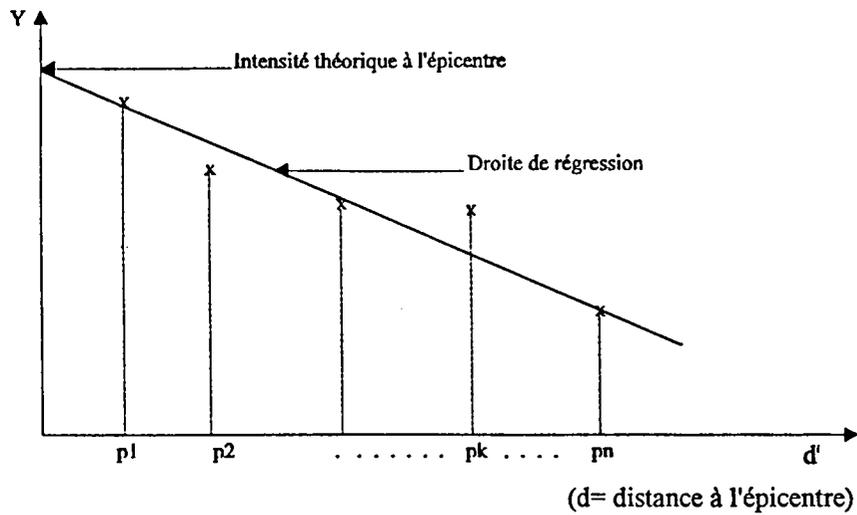


Fig.B.IV.2.2 Détermination de la puissance  $i$

La précision choisie de la localisation des coordonnées de l'épicentre est de 10 mètres et celle de la puissance  $i$  est de 0.1.

La valeur de l'intensité à l'épicentre est théoriquement donnée par la valeur de  $y$  pour  $d=0$ . Cependant dans la réalité cette valeur est parfois surestimée, surtout dans le cas d'une forte décroissance de l'intensité de la pluie autour de l'épicentre. C'est pourquoi cette valeur est limitée au plus à 1.3 fois l'intensité maximale enregistrée sur le groupe des pluviographes considéré.

La répartition spatiale des champs de précipitation à l'échelle de l'agglomération peut être complètement aléatoire dans le cas, par exemple, d'un phénomène se développant à très grande échelle. Dans ces conditions, la représentation géométrique de la structure spatiale des champs de précipitations devient très difficile et la notion d'épicentre non conforme à la réalité du phénomène. C'est pourquoi, la recherche d'épicentre n'est validée que dans le cas où le coefficient de corrélation est supérieur à 0,7. Entre 0,7 et 0,4 c'est l'emplacement du pluviographe qui a enregistré l'intensité maximale qui est considéré comme épicentre. Dans le cas où le coefficient de corrélation est inférieur à 0,4, la détermination de l'épicentre est considérée comme impossible.

Dans le cas où un épicentre est détecté, et si le nombre de pluviographes du groupe  $G_i$  considéré est supérieur à 5, on contrôle ensuite qu'en supprimant la ou les valeurs des pluviographes les plus distants de l'épicentre, le coefficient de corrélation ne s'améliore pas sensiblement, ce qui signifierait que les dimensions du cercle de la zone d'épicentre sont surestimées. Si c'est le cas le rayon de la zone d'épicentre sera réduit à la distance à l'épicentre du pluviographe le plus éloigné pris en compte. Dans le sens inverse, on vérifie que la prise en compte par ordre de proximités décroissantes des pluviographes situés en dehors de la zone d'épicentre limitée initialement à 3 km ne fait pas baisser sensiblement le coefficient de corrélation. Ceci signifierait que la zone d'épicentre pourrait être étendue au-delà des 3 km et jusqu'à la distance à l'épicentre du pluviographe le plus éloigné pris en compte dans la détermination de la droite de régression linéaire.

Dans l'hypothèse de l'existence de deux épicentres au plus sur l'agglomération nancéenne, Ceuc-ci doivent être distants d'au moins de 3 km. Si ce n'est pas le cas, le plus intense, c'est à dire celui détecté dans le groupement de pluviographe avec  $Z_{moy}$  le plus élevé, est retenu.

### B.IV.2.1.3 Estimation de l'intensité pluvieuse sur la zone de l'épicentre

L'estimation de l'intensité pluvieuse aux points dépourvus de mesures est effectuée aux noeuds d'un maillage régulier de 500 mètres. Le calcul de l'intensité à chaque noeud du maillage, dans le cas où le noeud considéré appartient à la zone d'épicentre, tient compte de la distance de ce noeud à l'épicentre ainsi qu'aux enregistrements des pluviographes situés à son voisinage immédiat. Le calcul se fait en pondérant l'intensité estimée à l'épicentre  $Z_e$ , par l'inverse du carré de la distance  $D_e$  du noeud à l'épicentre, avec les intensités des 4 pluviographes les plus proches affectés de l'inverse des carrés de leurs distances au noeud.

$$Z_{(i,j)} = [(Z_e/D_e^2) + \sum_{k=1}^4 (Z_k/D_k^2)] / [ \sum_{k=1}^4 (1/D_k^2) + 1/D_e^2 ]$$

La prise en compte des intensités enregistrées par les 4 pluviographes les plus proches du noeud considéré dans l'estimation de sa valeur, donne de meilleurs résultats que la simple prise en compte de la valeur calculée à partir de l'équation de la forme de la zone épicertrique. Par ailleurs, cette pondération par les intensités des 4 pluviographes les plus proches permet le raccordement avec les zones hors périmètre de l'épicentre puisque le poids de l'intensité estimée à l'épicentre diminue en s'éloignant de l'épicentre.

### B.IV.2.1.4 Estimation de l'intensité pluvieuse en dehors de la zone de l'épicentre

Dans le cas des noeuds situés en dehors de la zone d'épicentre, le calcul de l'intensité pluvieuse à ces noeuds ne tient compte que des intensités enregistrées par les 4 pluviographes les plus proches non inclus dans la zone d'épicentre.

$$Z_{(i,j)} = [ \sum_{k=1}^4 (Z_k/D_k^2) ] / [ \sum_{k=1}^4 (1/D_k^2) ]$$

### B.IV.2.2 Application aux données expérimentales de Nancy

Nous avons testé cette méthode pour l'estimation de la lame d'eau précipitée sur l'agglomération nancéienne à partir des données pluviométriques des 50 événements pluvieux sélectionnés au (B.I.). Le traitement est effectué pour chaque événement à différents pas de temps (5, 15, 60 minutes).

Pour pouvoir juger des performances de cette méthode, nous avons calculé, de la même manière que pour le krigeage:

- l'erreur relative d'estimation ponctuelle définie au (B.IV.1.) pour les 22 points de mesures disponibles sur l'agglomération nancéienne. Le lissage de cette erreur pour les pas de temps de 5 , 15 et 60 minutes est représenté sur les graphiques (B.IV.2.3 ; B.IV.2.4 ; B.IV.2.5).

- l'erreur-type d'estimation calculée pour chaque point de mesure. Le lissage de ces valeurs pour les pas de temps de 5, 15 et 60 minutes est représenté sur les graphiques (B.IV.2.6 ; B.IV.2.7 ; B.IV.2.8).

- l'erreur spatiale d'estimation, calculée pour chaque pas de temps.

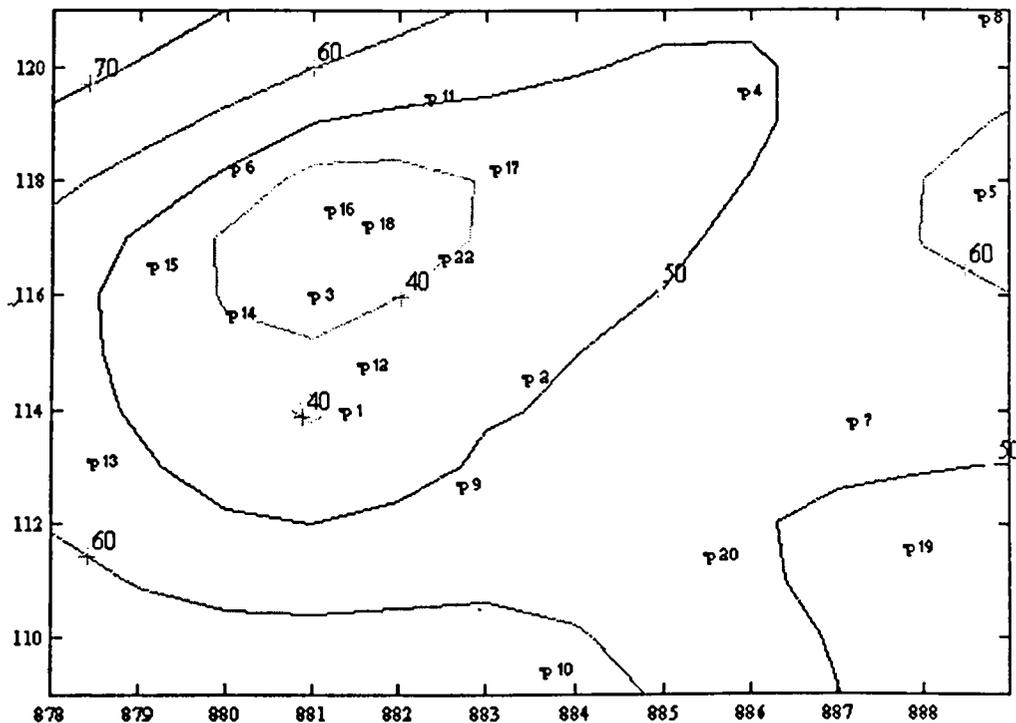


Fig.B.IV.2.3 : Erreur relative d'estimation ponctuelle en (%) sur l'agglomération nancéienne. dt=5 mn

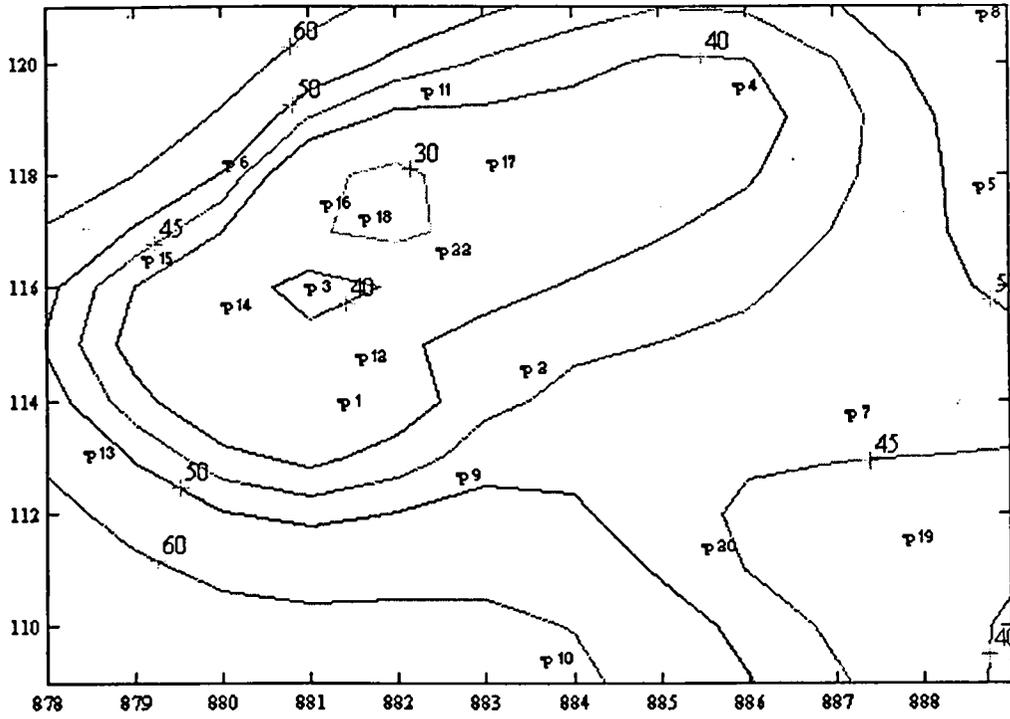


Fig.B.IV.2.4 : Erreur relative d'estimation ponctuelle en (%) sur l'agglomération nancéienne. dt=15 mn

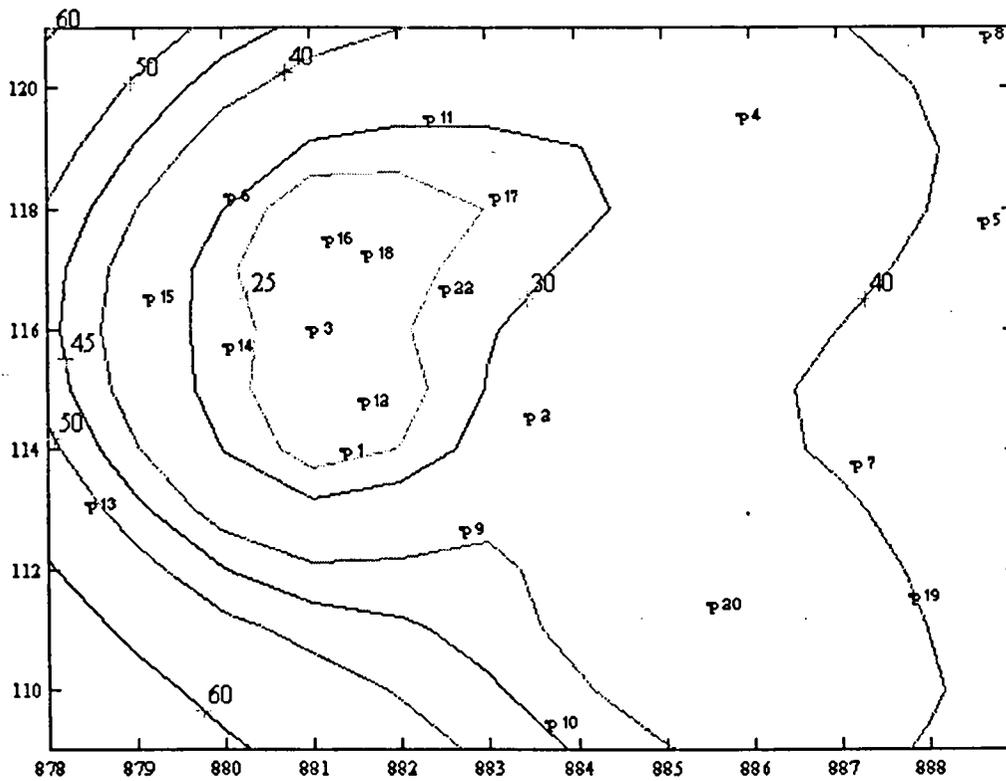


Fig.B.IV.2.5 : Erreur relative d'estimation ponctuelle en (%) sur l'agglomération nancéienne. dt=60 mn

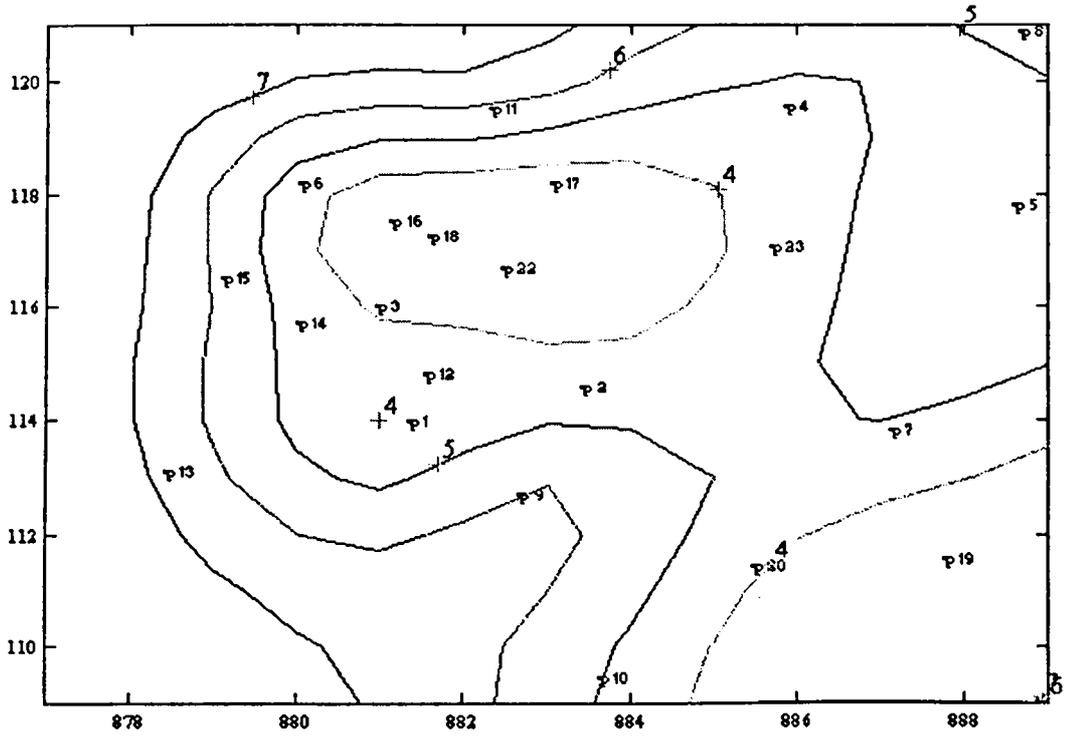


Fig.B.IV.2.6 : Erreur-type d'estimation ponctuelle en mm/h sur l'agglomération nancéienne. dt=5 mn

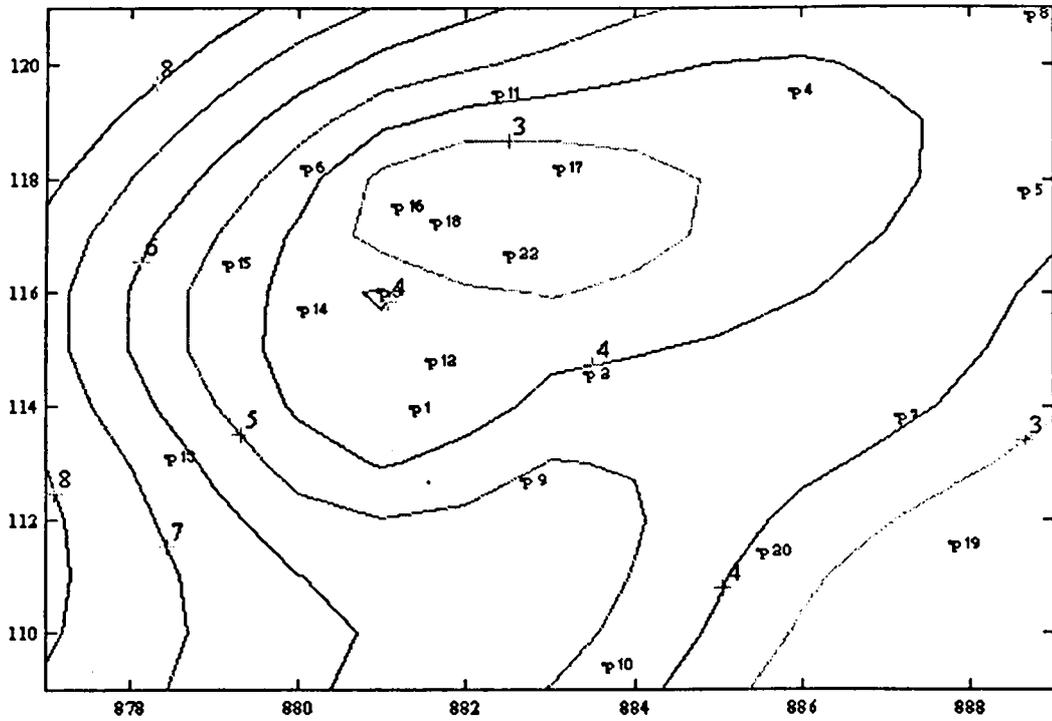


Fig.B.IV.2.7 : Erreur-type d'estimation ponctuelle en mm/h sur l'agglomération nancéienne. dt=15 mn

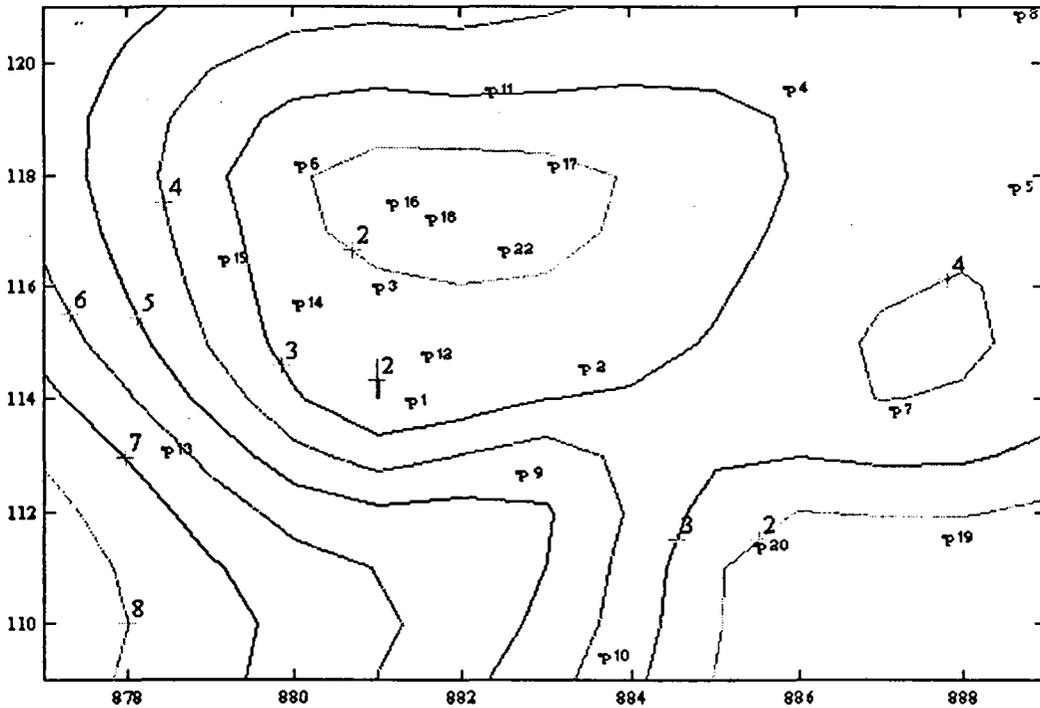


Fig.B.IV.2.8 : Erreur-type d'estimation ponctuelle en mm/h sur l'agglomération nancéenne.  $\Delta t=60$  mn

pas de temps	$\Delta t = 5$ mn	$\Delta t = 15$ mn	$\Delta t = 60$ mn
ES	10.6 %	8.7 %	6.2 %

Tab B.IV.2.1: Erreur spatiale d'estimation de la lame d'eau pour différents pas de temps

### B.IV.2.3 Analyse des résultats et comparaison avec le krigeage

Les résultats obtenus avec la méthode déterministe "recherche d'épicentre" suscitent dans l'ensemble les mêmes commentaires que pour le cas du krigeage. L'erreur relative d'estimation ponctuelle reste très élevée. Elle est en moyenne sur l'agglomération nancéenne de 47% pour le pas de temps de 5 minutes, de 41% pour le pas de temps de 15 minutes et de 31% pour 60 minutes. La répartition spatiale de cette erreur sur l'agglomération est aussi liée à la densité du réseau de mesure, elle diminue sensiblement quand la densité du réseau augmente, mais elle reste assez importante même pour la partie la plus dense du réseau avec un minimum de 30% pour 5 minutes, de 25% pour 15 minutes, et de 17% pour 60 minutes.

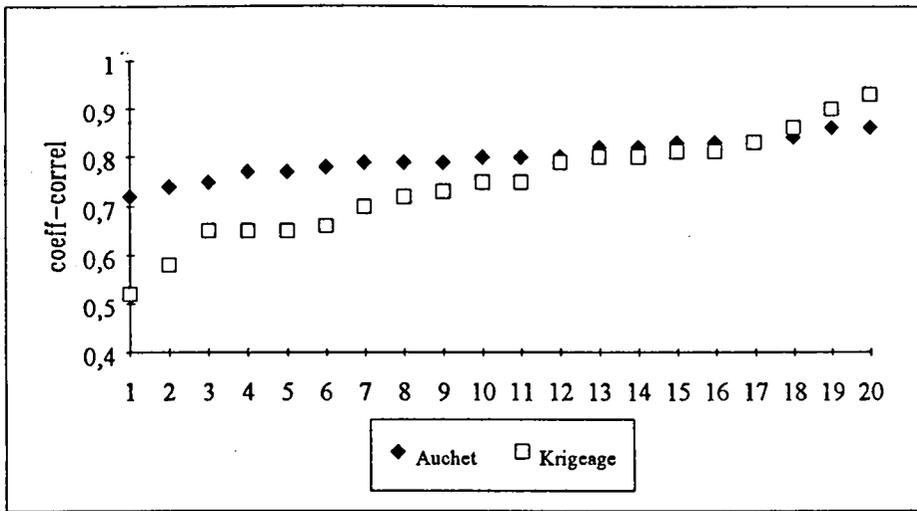
L'erreur-type d'estimation ponctuelle peut être estimée sur l'ensemble de l'agglomération en moyenne à 6 mm/h pour un pas de temps de 5 minutes, à 5 mm/h pour 15 minutes et à 4 mm/h pour un pas de temps d'une heure.

L'erreur spatiale d'estimation de la lame d'eau moyenne est assez faible (Tab.B.IV.2.1). Elle est de l'ordre de 10% pour 5 minutes, de 9% pour 15 minutes et de 6% pour une heure. Ceci signifierait que les erreurs de mesure liées aux capteurs, et notamment les erreurs d'échantillonnage, qui représentent une part importante dans l'erreur d'estimation ponctuelle à des faibles pas de temps, se neutralisent entre elles dans l'estimation d'une lame d'eau moyenne.

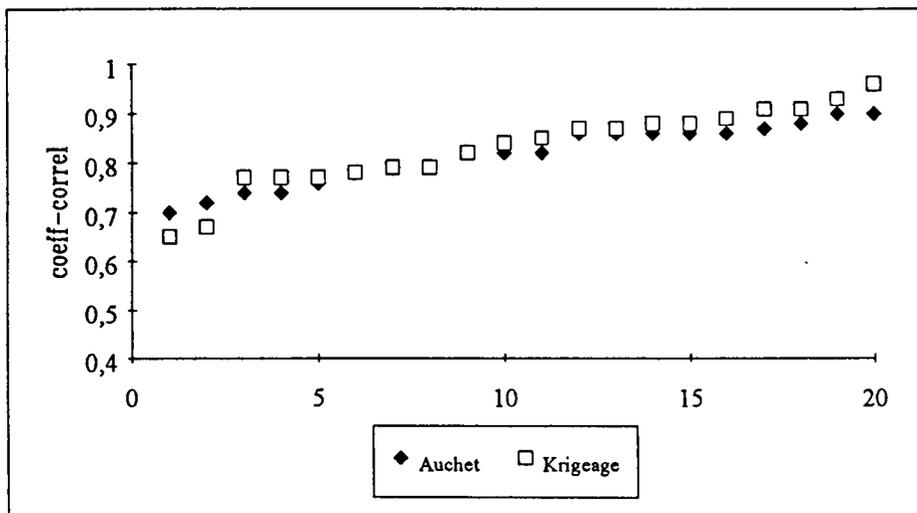
Comparée au krigeage cette méthode permet une nette amélioration de l'estimation des champs de précipitation pour le pas de temps de 5 minutes. Ainsi, l'erreur relative d'estimation ponctuelle sur l'ensemble de l'agglomération est de l'ordre 47% contre 52% pour le krigeage, et l'erreur spatiale d'estimation de la lame d'eau moyenne est de l'ordre de 10 % contre 12 % pour le krigeage. Pour les autres pas de temps les résultats des deux méthodes sont très proches avec un léger avantage pour la méthode du krigeage pour le pas de temps de 60 minutes.

Pour comparer les performances des deux approches de modélisation spatiale des champs de précipitation à différents pas de temps, nous avons tracé sur le graphique Fig.B.IV.2.9, les coefficients de corrélation, classés par ordre croissant, entre les valeurs des précipitations, estimées par chaque méthode, et les valeurs réelles correspondantes. Sur le graphique Fig.B.IV.2.10, sont reportées les erreurs relatives d'estimation ponctuelles, classées par ordre croissant, pour l'ensemble des points de mesures sur l'agglomération et pour chaque méthode.

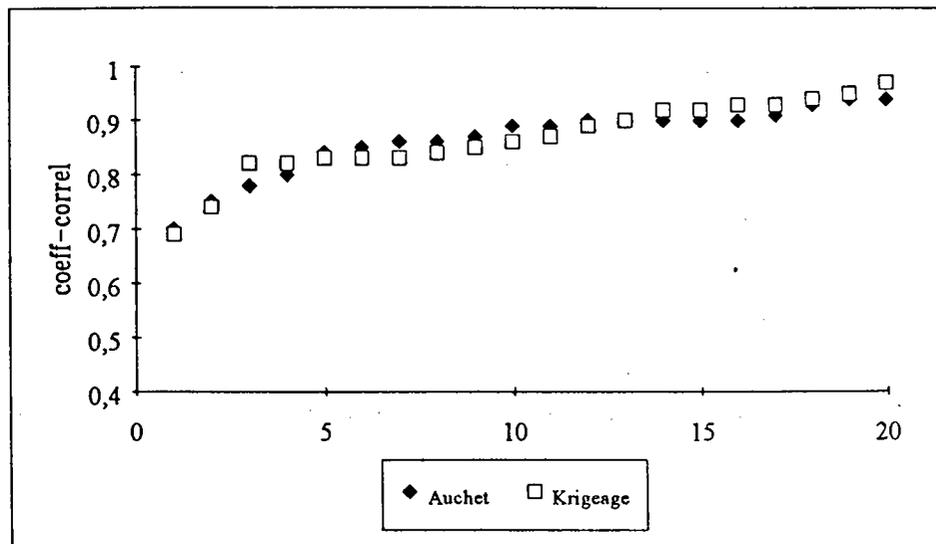
On remarque qu'aussi bien pour les coefficients de corrélation que pour l'erreur d'estimation ponctuelle, c'est l'approche déterministe qui donne les meilleurs résultats pour le pas de temps de 5 minutes. Les performances des deux approches sont très proches pour le pas de temps de 15 à 60 minutes. Nous pouvons en conclure que pour les faibles pas de temps (de l'ordre de 5 minutes) la variabilité spatiale des champs de précipitation est très importante d'un événement pluvieux à l'autre et au sein même de l'événement. Dans ces conditions l'approche déterministe qui permet une modélisation de la structure spatiale pour chaque champs de précipitations au cours d'un événement pluvieux, donc une actualisation de cette structure à chaque fois, s'adapte mieux à la réalité du phénomène et permet une meilleure estimation des intensités pluvieuses.



dt = 5 mn



dt = 15 mn



dt = 60 mn

Fig.B.IV.2.9 : comparaisons des coefficients de corrélation pour les deux méthodes

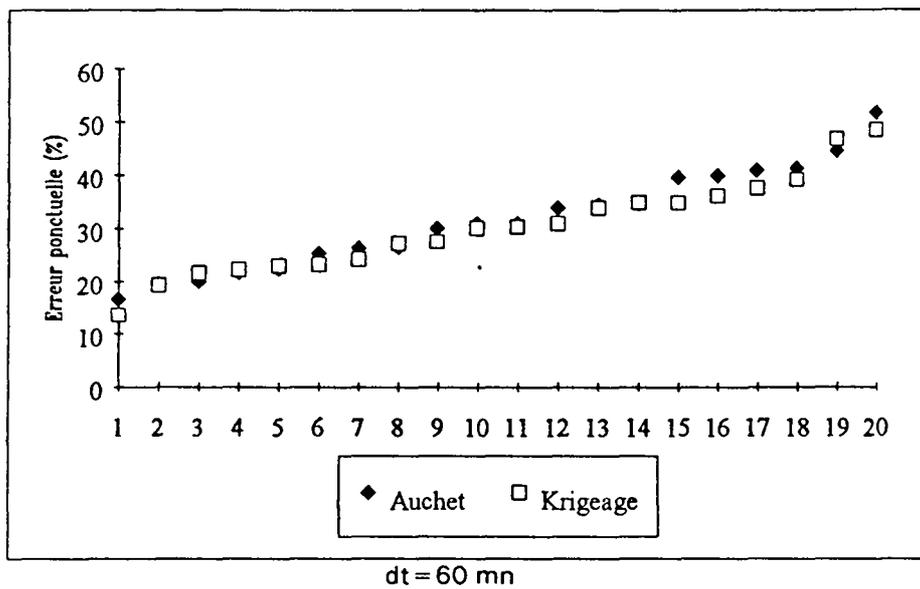
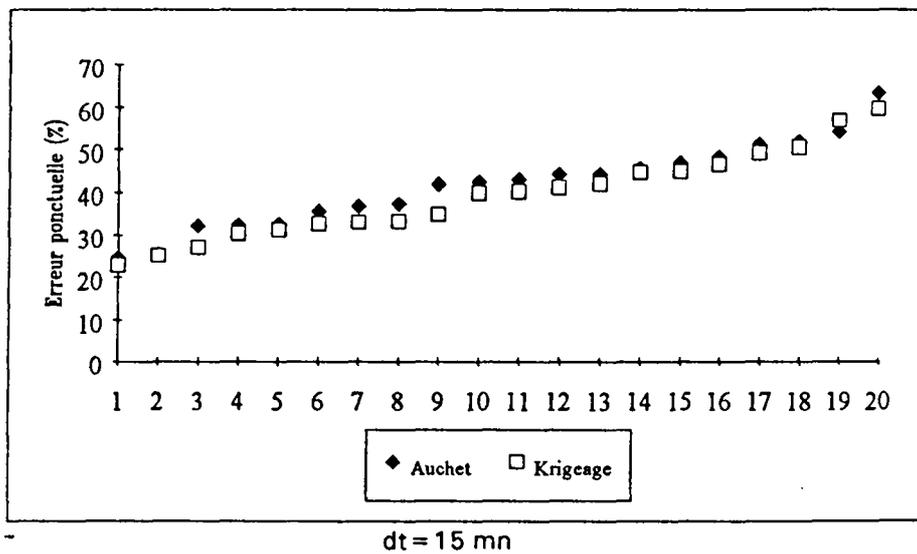
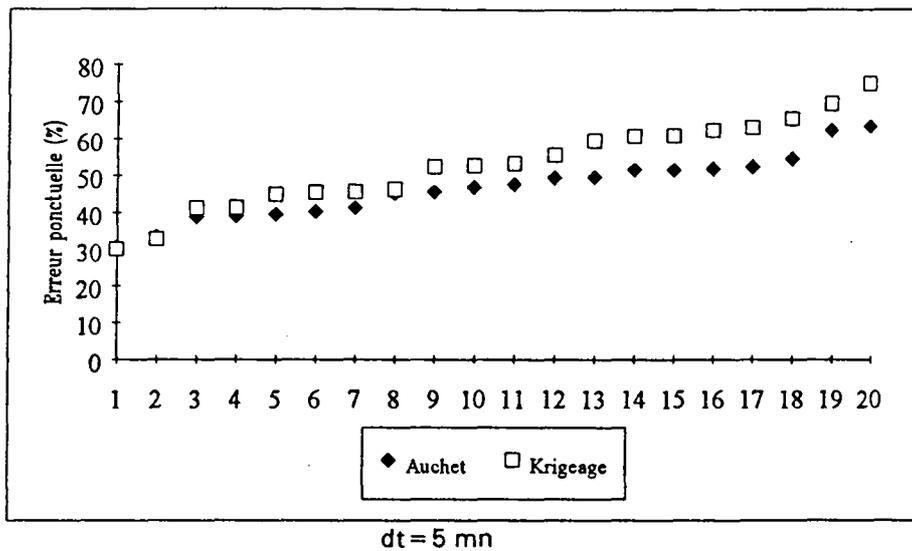


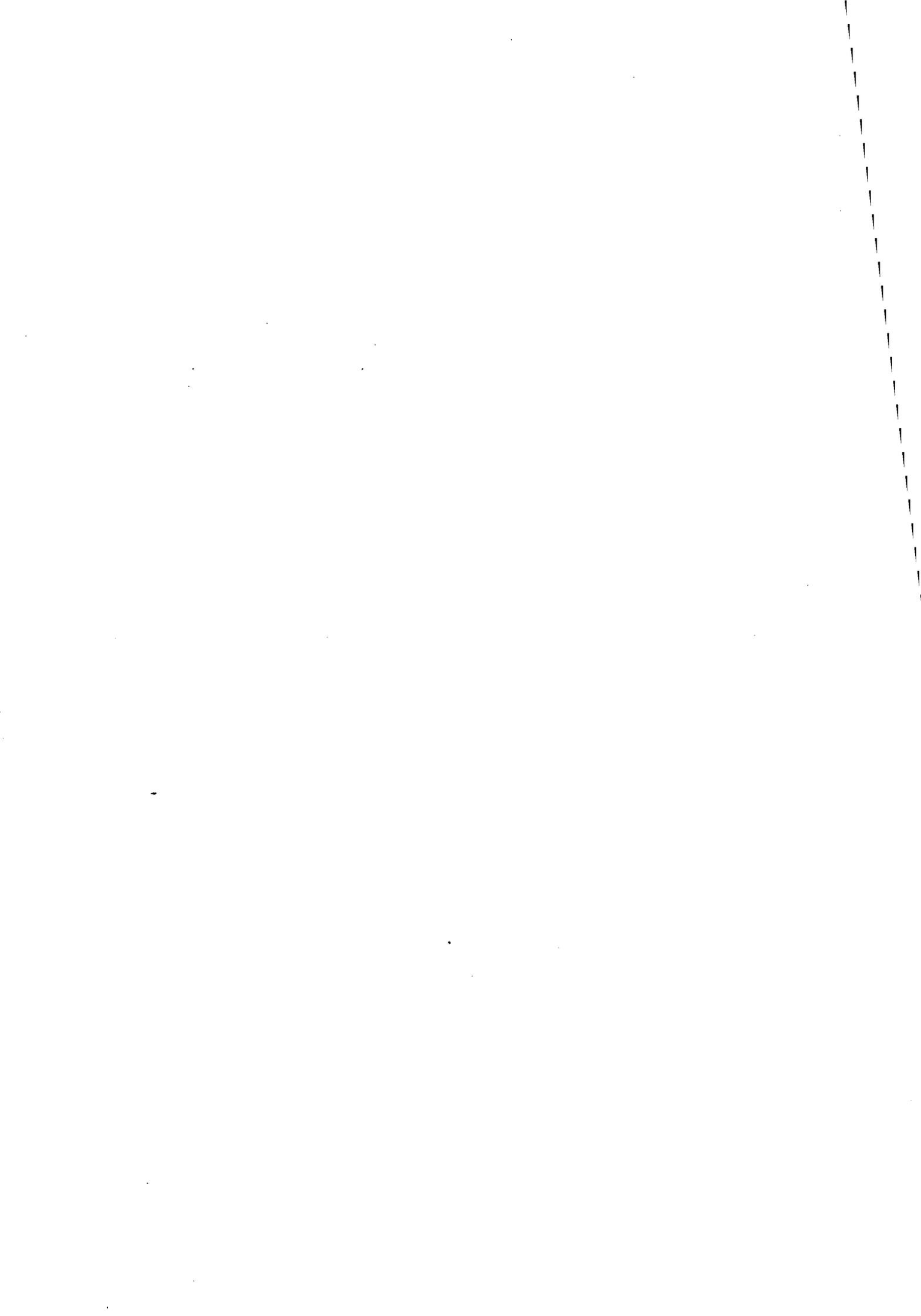
Fig.B.IV.2.10 : comparaisons des erreurs ponctuelles des deux méthodes.

### B.IV.3 CONCLUSION

La répartition spatiale des champs de précipitation à des faibles échelles de temps et d'espace présente une forte hétérogénéité. Cette hétérogénéité est accentuée par la présence même de la ville. L'adéquation des modèles de distribution spatiale des champs de précipitation par rapport à la réalité du phénomène est essentielle dans la connaissance de cette répartition. Or, Les hypothèses d'homogénéité et de continuité de la structure spatiale des champs de précipitation, nécessaires à l'élaboration de ces modèles, ne sont pas toujours vérifiées à l'échelle de l'agglomération pour les faibles pas de temps. L'utilisation de la méthode d'interpolation spatiale des champs de précipitation, basée sur la recherche d'épicentre et la modélisation de la structure du phénomène autour de cet épicentre, donne des meilleurs résultats par rapport au krigeage surtout pour le pas de temps de 5 minutes.

L'analyse des variogrammes spatiaux réalisés par événement montre que la structure spatiale des champs pluvieux est très variable d'un événement à l'autre et que dans beaucoup de cas le réseau de mesures ne permet pas la connaissance de cette structure. Ceci met en évidence les limites d'un réseau de pluviographes, par définition, fixe et concentré sur quelques km<sup>2</sup>, malgré sa forte densité, dans la connaissance fine de la répartition spatiale d'un phénomène dont les échelles de variation dépassent largement les dimensions d'une agglomération urbaine. Dans ces conditions, l'utilisation du radar météorologique pourrait compléter l'observation du phénomène des précipitations réalisée par un réseau de pluviographes au sol à des échelles plus grandes.

La précision d'estimation de la lame d'eau moyenne est satisfaisante pour les deux modèles testés. Elle varie en moyenne de 11% pour le pas de temps de 5 minutes à 6% pour le pas de temps d'une heure. L'erreur d'estimation de la pluie ponctuelle est trop élevée. Elle reste supérieure à 30%, pour le pas de temps de 5 minutes, même pour les zones où la densité de mesures est la plus forte (bassin de Boudenville et Saint-Anne). Cette erreur n'est pas simplement le résultat de l'inadéquation des modèles à la réalité du phénomène, elle est en grande partie due aux erreurs de mesure de la pluie à l'aide d'un pluviographe à augets basculeurs et aussi à l'erreur d'échantillonnage très importante pour les faibles pas de temps.



**PARTIE C**

**ETUDE DE FAISABILITE DE L'UTILISATION DE L'IMAGE  
RADAR DE NANCY EN HYDROLOGIE URBAINE**



## INTRODUCTION

L'analyse des données pluviométriques issues des réseaux relativement denses, à l'échelle de temps de quelques minutes, montre les limites de ces réseaux, tant sur le plan de la mesure de l'intensité ponctuelle de la pluie sur un bassin donné, que sur l'évolution spatio-temporelle des champs de précipitation. Nous avons montré à travers l'étude de la structure spatiale des champs des précipitations à partir des données enregistrées par le réseau de mesure de l'agglomération nancéienne que la densification excessive des réseaux de mesure au sol ne permet pas de répondre à l'ensemble des objectifs des gestionnaires des réseaux d'assainissement. En particulier, un réseau de pluviographes ne peut pas apporter une information suffisante sur l'importance et l'évolution des précipitations dans le temps ni sur la dynamique des processus pluvieux. Or, dans le cas d'une gestion optimale d'un réseau d'assainissement, une telle information permet d'éclairer le choix des objectifs prioritaires pour les gestionnaires du réseau. L'apparition des nouvelles préoccupations comme par exemple la lutte contre les rejets des eaux de pluie polluées dans le milieu naturel exige une anticipation de la connaissance quantitative et qualitative de la pluie à l'échéance de quelques minutes à quelques heures pour pouvoir préparer les scénarios de gestion adaptés.

Dans ces conditions, la télédétection des précipitations au moyen du radar météorologique, est susceptible de combler certaines de ces insuffisances rencontrées par les réseaux de mesure au sol. En effet un tel dispositif permet la détection et la mesure indirecte de l'intensité de la pluie en temps réel avec une haute résolution spatiale d'environ 200 Km de rayon. La visualisation et l'animation des images radar sur écran offre aux gestionnaires de réseaux la possibilité de suivre en continu l'évolution et le déplacement des zones pluvieuses, et de prendre les mesures de prévention adaptées aux risques encourus. Si les performances du radar au niveau quantitatif restent encore assez moyennes, et dépendent de nombreuses procédures de correction et de calibration, son atout majeur reste le fait qu'il permet d'accéder directement à la répartition spatio-temporelle du champ pluvieux. Le maillage régulier et très fin (quelques centaines de mètres) de l'image radar permet de suivre l'évolution des cellules orageuses. Le suivi continu des zones pluvieuses, avec une fréquence d'images de quelques minutes se prête à l'élaboration de prévisions à l'échéance de quelques heures.

La complémentarité entre un réseau de pluviographes dense et le radar météorologique est une solution prometteuse pour une meilleure connaissance du phénomène des précipitations qui prendra en considération aussi bien les variations localisées de ce phénomène à l'échelle d'une agglomération urbaine que son évolution spatiale et temporelle aux grandes échelles.

Les recherches menées dans le domaine de l'utilisation des images radar en hydrologie urbaine sont encore à leur première phase. Toute fois, on peut distinguer deux grands axes de recherches qui se sont développés au cours de ces dernières années dans le domaine de l'utilisation du radar météorologique en hydrologie urbaine:

- L'estimation en temps réel des intensités pluvieuses et le calcul de la lame d'eau précipitée. Dans ce domaine on peut citer les travaux de (Fournier et Andrieu, 1988 ; Creutin et al, 1991 ; Delrieu et al, 1988 ; Delrieu et Creutin, 1989 ; Messaoud, 1989 ; Faure, 1993 ; entre autres). Deux voies sont poursuivies dans cet axe de recherche:

- une modélisation des effets des erreurs inhérentes au principe de mesure pour une prise en compte lors de traitement des images radar, (pré-traitement des images radar).

- L'application à posteriori aux mesures radar des corrections déduites des comparaisons avec les mesures au sol des réseaux de pluviographes.

- La prévision des intensités pluvieuses à échéance de quelques minutes à quelques heures. Cet axe de recherche répond à un besoin réel des gestionnaires des réseaux d'assainissement d'anticiper sur la connaissance de l'évolution spatio-temporelle du phénomène pour pouvoir choisir le scénario de gestion approprié. Les tentatives dans ce sens ont pour l'instant surtout mis en oeuvre des algorithmes d'extrapolation des mouvements des échos radar. Dans cet axe de recherche, on peut citer les travaux de (Einfalt, 1988 ; Bremaud, 1991). L'intégration des images radar dans des modèles prenant en compte la dynamique de l'atmosphère commence à être étudiée (Lee et Georgakakos, 1990 ; French et Krajewski, 1992).

Les expériences menées jusqu'à présent font apparaître un certain nombre de difficultés, parmi lesquelles:

- le manque d'adaptation des données radar aux exigences de l'hydrologie urbaine. En effet, ni la fréquence ni l'échelle de codification des images radar n'est adapté à leur utilisation pour les besoins de l'hydrologie urbaine.

- le choix d'implantation des radars météorologiques n'est pas toujours favorable aux quelques agglomérations urbaines disposant d'un réseau de pluviographes assez dense.

- Les erreurs affectant la mesure des précipitations par le radar météorologique sont très importantes ( nous revenons sur ces erreurs au C.II). Ces erreurs représentent un obstacle à l'utilisation des estimations radar quantitatives en hydrologie opérationnelle. Malgré les progrès réalisés dans le domaine de la correction de ces erreurs lors du prétraitement des images radar, il semblerait qu'il soit indispensable de combiner les

mesures au sol à partir d'un réseau dense de pluviographes apportant la précision de la mesure directe de la pluie, et la mesure radar fournissant une couverture spatiale à grande échelle du champ de précipitation.

La totalité des travaux menés jusqu'ici dans ce domaine souligne l'importance de l'apport de l'image radar dans la connaissance fine des champs de précipitation pour les besoins de l'hydrologie urbaine. Il faut tout de même noter que les expériences menées dans ce domaine sont souvent très limitées quant à la durée des campagnes de mesures et aux types de précipitations testés. Par ailleurs, la diversité d'expression des principales sources d'erreurs de la mesure radar, dépendent des caractéristiques locales du site d'implantation du radar et du bassin urbain considéré (climat, relief, altitude, distance entre le bassin et le radar, etc). Dans ces conditions la généralisation des résultats de telle ou telle expérience à d'autre site n'est pas toujours justifiable.

L'objectif que nous poursuivons ici se limitera à une étude de faisabilité de l'utilisation de l'information radar associée au réseau de pluviographes de l'agglomération nancéenne pour une meilleure connaissance de la répartition spatio-temporelle des champs de précipitation. En effet, la fréquence et la résolution spatiale des images radar dont nous disposons ne permettent pas d'envisager une étude plus approfondie. Les résultats de cette étude conditionneront dans l'avenir les investissements nécessaires pour disposer des images radar plus adaptées aux besoins des gestionnaires du réseau d'assainissement de l'agglomération.

Après un rappel du principe de fonctionnement du radar météorologique avec ses principales sources d'erreurs, nous avons, pour 5 événements pluvieux, corrigé et calibré ces images à l'aide des données au sol. Nous avons ensuite comparé les estimations des précipitations radar par rapport à celles des pluviographes prises comme référence. Dans le dernier volet de cette étude, nous avons élaboré un outil opérationnel de visualisation et d'animation des images radar.

## C.I PRINCIPE DE FONCTIONNEMENT DU RADAR METEOROLOGIQUE

Le radar est un instrument de détection et de mesure basé sur l'émission régulière d'impulsions électromagnétiques très brèves et de forte puissance. La rencontre d'un obstacle provoque la diffusion des ondes incidentes dans toutes les directions, une partie est renvoyée vers le radar et représente ce qu'on appelle le signal utile. Le diamètre de l'antenne (D), et la longueur d'onde émise ( $\lambda$ ) définissent la largeur du faisceau ( $\theta$ ) par:

$$\theta = 0,85 \cdot (\lambda / D) \cdot (\text{BATTAN, 1966})$$

La connaissance permanente de son orientation, angle de site ( $\alpha$ ) et angle d'azimut ( $\beta$ ), la mesure de l'intervalle de temps ( $\tau_r$ ) entre l'émission du train d'ondes et la réception du signal réfléchi permet la localisation de l'obstacle. La puissance du signal réfléchi caractérise cet obstacle.

Dans le cas de la détection des précipitations, la cible n'est pas un obstacle mais toute la partie de l'atmosphère touchée par la pluie. L'énergie rétrodiffusée est la somme des énergies réfléchies par chacune des gouttes faisant partie du volume unitaire considéré. La puissance rétrodiffusée ( $P_r$ ), qui est la grandeur mesurée expérimentalement est liée à la réflectivité radar ( $\mu$ ) par la relation :

$$P_r = C \cdot \mu \cdot L^2(r) / r^2 \quad (\text{C.I.1})$$

C: constante du radar.

L(r) : facteur d'atténuation.

r : distance au radar.

Une goutte d'eau rediffuse autour d'elle une part de l'énergie incidente. Cette capacité est caractérisée par sa surface réfléchissante efficace ( $\sigma$ ). En admettant que les gouttes d'eau ont une forme sphérique et que leur diamètre est très petit par rapport à la longueur d'onde émise par le radar, Rayleigh, donne une approximation de la section efficace d'une goutte d'eau par rapport à son diamètre :

$$\sigma = (\Pi^5 / \lambda^4) \cdot K^2 \cdot D^6 \quad (\text{C.I.2})$$

$K^2$  : constante diélectrique de la cible . (  $K^2 = 0,93$  pour l'eau)

Pour un volume élémentaire, constitué d'un grand nombre de gouttes d'eau, la capacité de rétrodiffusion de l'énergie incidente est caractérisée par la section efficace moyenne de rétrodiffusion par unité de volume qui n'est autre que la somme des sections efficaces relative à chaque goutte appartenant au volume élémentaire considéré. C'est ce qu'on a appelé réflectivité radar ( $\mu$ ) dans l'équation (1). La réflectivité radar pour une unité de volume est donc :

$$\mu = (\Pi^5 / \lambda^4) . K^2 . \sum D_i^6 \quad (C.I.3)$$

$i$  : indice décrivant l'ensemble des gouttes.

$D_i$  : diamètre de la goutte  $i$  .

$\lambda$  : longueur d'onde du rayonnement incident.

$Z = \sum D_i^6$  est appelé le facteur de réflectivité radar. Il peut être exprimé en fonction de la répartition granulométrique  $N(D)$  des gouttes d'eau par :

$$Z = \int_0^{\infty} N(D) . D^6 . dD \quad (C.I.4)$$

L'intensité de la pluie ( $I$ ) peut être définie comme le volume d'eau traversant une surface donnée par unité de temps. Elle dépend donc de la vitesse de chute des gouttes d'eau, de leur diamètre, et de la répartition granulométrique du volume d'eau considéré :

$$I = (\Pi / 6) \int_0^{\infty} D^3 . V(D) . N(D) . d(D) \quad (C.I.5)$$

Si on admet que la vitesse de chute des gouttes d'eau est de la forme ( $V = KD^x$ ) et que la répartition granulométrique des gouttes est exponentielle ( $N(D) = N_0 e^{-\lambda D}$ ), l'intensité de la pluie ( $I$ ) peut être reliée directement au facteur de réflectivité ( $Z$ ) par une relation de type :

$$Z = a . I^b \quad (I.6)$$

où  $a$ ,  $b$  sont des coefficients qui dépendent essentiellement de la genèse de la pluie, des situations météorologiques, du lieu géographique et de plusieurs autres paramètres microphysiques et dynamiques des précipitations. De nombreux auteurs ont proposé des couples de valeurs pour ces coefficients, les plus utilisées sont:

(  $a = 200$  et  $b = 1,6$  ) : loi de MARSHALL-PALMER pour les pluies continues.

(  $a = 486$  et  $b = 1,37$  ) : loi de JONES pour les pluies convectives.

On remarque bien dans les différentes étapes de l'élaboration de cette relation entre l'intensité des précipitations et le facteur de réflectivité, l'importance de la connaissance de la répartition granulométrique, autrement dit le spectre des gouttes de pluie. En pratique la connaissance de ce spectre n'est pas toujours facile.

## C.II PRINCIPALES SOURCES D'ERREUR EN HYDROLOGIE RADAR

### C.II.1 Les caractéristiques techniques du radar

La puissance rétrodiffusée est reliée à la réflectivité radar par l'équation (C.I.1), dans laquelle intervient une constante, appelée constante radar, et qui dépend de l'étalonnage du radar (angle d'ouverture, gain d'antenne, puissance d'émission, ...). Cette constante peut aussi être modifiée par d'autres facteurs extérieurs au radar, comme par exemple la présence d'eau sur l'antenne. Le réétalonnage du radar s'effectue par l'émission en direction de l'antenne d'un signal connu. L'erreur liée à l'étalonnage du radar affecte tous les échos de façon constante, elle est donc assez facile à détecter et à corriger.

### C.II.2 La digitalisation

- La digitalisation en un nombre réduit de niveaux de réflectivité (16 niveaux dont 6 correspondent à des intensités inférieures à 5 mm/h), induit une marge d'incertitude liée à la réduction du nombre des niveaux.

NIVEAUX	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
REFLECTIVITE	8	13	17	21	25	29	33	36	40	44	48	52	56	59	62
INTENSITES	0.1	0.23	0.42	0.75	1.33	2.37	4.21	6.48	11.5	20.5	36.5	64.8	115	178	273

Tab.II.1 : Numérisation en 16 niveaux. réflectivité et intensités correspondantes.

Cette répartition des niveaux de réflectivité est mal adaptée à l'hydrologie urbaine, il serait souhaitable d'augmenter le nombre de niveaux de réflectivité et de concentrer le plus grand nombre de ces niveaux à des intensités comprises entre 5 et 100 mm/h, qui sont les plus intéressantes pour le domaine de l'hydrologie urbaine.

### C.II.3 Les échos de sol et l'effet de masque

Le faisceau principal émis par le radar peut être intercepté par des obstacles en dehors des précipitations ( relief, construction, etc). Une partie du faisceau peut être donc rétrodiffusée vers le radar par ces obstacles provoquant ainsi une mesure de réflectivité sans rapport avec les précipitations. C'est ce qu'on appelle les échos de sol. Ces échos sont visibles par temps sec, ils sont facile à repérer. Les zones situées derrière ces obstacles sont occultées et ne reçoivent qu'une partie du faisceau (l'autre partie étant interceptée par l'obstacle), la mesure de réflectivité donnée par ces zones sera minimisée par cet effet : c'est l'effet de masque.

### C.II.4 Atténuation

Le phénomène d'atténuation du faisceau incident se renforce en s'éloignant du radar, il est plus important au-delà des zones de pluie de forte intensité. Il dépend essentiellement de la longueur d'onde d'émission du radar, ainsi il est pratiquement négligeable pour des radar de 5 à 10 cm de longueur d'onde, par contre il est très important pour un radar de 3 cm de longueur d'onde (Delrieu et Creutin, 1989).

### C.II.5 La bande brillante

Au niveau de l'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$  , lors de la transformation glace-eau les dimensions des particules de glace changent, en effet, dans un premier temps, elles sont couvertes d'une fine pellicule d'eau, ce qui fait augmenter leur diamètre, puis elles retrouvent leur dimension normale après leur passage complet à l'état liquide. Ce passage glace-eau se traduit sur les images radar par un pic de réflectivité lorsque l'onde incidente franchit l'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$ . Pour éviter ce problème, il convient d'utiliser un angle de site aussi faible que possible afin de ne pas intercepter l'isotherme  $0^{\circ}\text{C}$ .

### C.II.6 Erreurs liées aux phénomènes d'advection

Les volumes interceptés par le radar sont approximativement des cylindres dont le diamètre est proportionnel à la distance au radar. Pour la comparaison avec les mesures enregistrées par les pluviographes, sur un pixel donné, il faut que les gouttes contenues dans le volumes radar à l'instant (t) , à une altitude (h) arrivent après leur chute sur le pixel en question. Il faut donc connaître la vitesse de chute des gouttes et leur déplacement horizontal ( effet du vent ) pour pouvoir faire les corrections nécessaires à ce qui est observé par le radar, pour le retrouver au bon moment et au bon endroit au sol. La connaissance de ces deux paramètres en pratique n'est pas facile, en effet les gouttes peuvent avoir des diamètres différents donc mettre des temps différents pour arriver à la surface de

comparaison. Une partie de ces gouttes est évaporée au cours de leurs chute (variation de la température en fonction de l'altitude). Des corrections peuvent être apportées pour minimiser les erreurs d'advection horizontale. Le profil vertical de la vitesse du vent peut donner une estimation de la vitesse de déplacement des gouttes au cours de leur chute. Ce paramètre est rarement disponible; par conséquent souvent le déplacement apparent des nuages sert à estimer la vitesse horizontale des gouttes. Cette vitesse peut être aussi estimée directement à partir du déplacement des échos radar les plus intenses, à condition d'avoir une série d'image radar avec une fréquence d'au moins une image toutes les 5 minutes.

### **C.II.7 Erreurs liées à la relation de transformation Z-R**

La simplicité des relations de transformation de la réflectivité radar en intensité pluvieuse ( $Z = a.R^b$ ) n'est qu'apparente. En effet, plusieurs paramètres utilisés dans l'élaboration de ces relations sont des fonctions implicites de l'intensité de la pluie. Les coefficients  $a$  et  $b$  dépendent du type des précipitations et des caractéristiques granulométriques des gouttes de la pluie comme le montre la relation (C.I.4). Les relations  $Z - R$  entre réflectivité radar ( $Z$ ) et intensité de pluie ( $R$ ) ne sont valables que sous des hypothèses très strictes relatives à l'homogénéité du cible radar et qui ne sont pas toujours vérifiées dans le milieu naturel. L'homogénéité de la cible est d'autant moins certaine que la distance au radar s'accroît. La distribution granulométrique des précipitations est très mal connue. Elle peut varier dans l'espace et dans le temps au cours d'une même pluie donnée. Il en résulte que les lois  $Z - R$  ne peuvent donner qu'un ordre de grandeur des intensités pluvieuses. Les estimations radar doivent être impérativement calibrées à partir des mesures enregistrées par un réseau de pluviographes.

## **C.III COMPARAISON DES DONNEES PLUVIOMETRIQUES SOL-RADAR**

### **C.III.1 Radar météorologique de Nancy**

Le radar météorologique de Nancy est situé à Réchicourt la Petite à une cinquantaine de kilomètres de l'agglomération nancéienne. Il fait partie du réseau ARAMIS mis en place par Météo-France. Il est situé à une bonne distance de l'agglomération, dans une zone faiblement accidentée ce qui permet d'éviter tous problèmes d'atténuation, d'échos de sol, et d'effets de masques. Il représente une source d'information sur l'évolution et la répartition spatio-temporelle des précipitations fort utile pour compléter l'information donnée par le réseau pluviométrique de l'agglomération.

Les images radar dont nous disposons sont fournies par Météo-France. elles sont sous forme matricielle (256 x 256 pixels). Ces images sont instantanées avec une fréquence d'une

image toutes les 15 minutes. Elles sont codées sur 16 niveaux de réflectivité, avec une maille d'environ 1,6 Km.

Six épisodes pluvieux ont été choisis pour cette étude de faisabilité. Les caractéristiques pluviométriques sont indiquées dans le tableau (Tab.III.1). Tous ces épisodes présentent un caractère orageux. Le choix de ces épisodes a été aussi dicté par la disponibilité des images radar.

événement pluvieux	Durée (mn)	Int max ( $\Delta t=5$ mn) (mm/h)	Cumul max (mm)
10/05/1989	170	26.4	11.3
27/05/1989	175	100.8	20.0
06/08/1989	195	72.0	23.6
27/06/1990	90	64.8	22.2
29/06/1990	70	70.6	18.2
14/08/1990	105	105.6	21.0

Tab.C.III.1 : caractéristiques pluviométriques des événements sélectionnés.

### C.III.2 Méthodologie de comparaison

Le travail entrepris ici cherche à évaluer la capacité du radar météorologique à qualifier et quantifier les précipitations pour les besoins de l'hydrologie urbaine. Dans la perspective d'utiliser le radar associé à un réseau de pluviographes relativement dense, nous avons voulu tester la validité des données fournies par l'imagerie radar de Nancy.

Nous sommes parti de l'idée que la structure spatiale des précipitations à un instant donné est directement connue grâce à l'image radar, le but étant de corriger l'intensité de la pluie sur chaque maille de cette image en utilisant les 22 points de comparaison entre les 22 pluviographes installés sur l'agglomération et les mailles radar correspondantes. Nous estimons que le radar apporte, en terme de réflectivité, une information à caractère spatial sur les précipitations, et les pluviographes permettent de calibrer cette information en terme d'intensité.

Parmi les nombreuses sources d'erreur relatives aux données radar, (si on admet que dans notre cas pour les raisons déjà indiquées nous n'avons pas de problèmes d'échos de sol, ni d'atténuation, ni d'effet de masque, trois sources d'erreur sont prépondérantes :

- Celles liées à l'étalonnage du radar.
- Celles liées à l'advection.

- Celles liées à la transformation de la réflectivité en intensité.

Les données radar sont d'abord corrigées de ces trois sources d'erreur avant être comparées aux données des pluviographes.

L'association radar pluviographes admet implicitement que la donnée pluviographique ponctuelle ait une représentativité équivalente à la maille radar qui la recouvre. Plus le pas de temps d'intégration de ces deux types de mesure est important plus l'écart entre les données radar et pluviographes est faible. Une faible fréquence d'auscultation de l'image radar se traduit par une dégradation de l'estimation radar et par conséquent une augmentation de l'écart avec les données pluviographiques.

Nous disposons d'images radar instantanées avec une fréquence d'une image toutes les 15 minutes. Nous voulons tester ces images sur des événements de type orageux donc d'une durée assez faible (une à deux heures maximum) et d'une forte hétérogénéité spatio-temporelle. Cette fréquence est insuffisante pour en déduire une intensité moyenne des précipitations à des pas de temps qui soient compatibles avec la durée totale assez faible des pluies à étudier. La comparaison ne peut donc être que ponctuelle entre les enregistrements des 22 points de mesure sur l'agglomération et les mailles radar correspondantes.

Cette procédure confère aux mesures pluviométriques au sol un caractère de référence qui n'est pas justifié dans l'absolu. En effet, les erreurs de la mesure ponctuelle des précipitations par les pluviographes pouvant être importantes et cela d'autant plus que l'on considère des durées d'intégration très courtes.

Pour minimiser l'erreur d'échantillonnage, les données pluviographiques sont intégrées sur 5 minutes. Nous admettons que l'intensité moyenne enregistrée par un pluviographe sur un intervalle de temps de 5 mn peut être assimilée à une intensité instantanée et donc comparable à l'intensité estimée par le radar à l'instant (t).

L'image radar à l'instant (t) est donc comparée aux enregistrements des pluviographes pendant l'intervalle de temps  $[t+\tau, t+\tau+5]$ .  $\tau$  correspond au temps nécessaire aux gouttes d'eau, appartenant au volume d'eau échantillonné par le radar en altitude, pour arriver à la surface de comparaison au sol. La valeur de  $\tau$  dépend essentiellement de la vitesse de chute des gouttes. La valeur de  $\tau$  étant difficile à estimer, nous avons choisi de la déterminer, pour chaque couple image radar-pluviographes, en la faisant varier de 0 à 5 mn et en cherchant à chaque fois la meilleure corrélation entre les données enregistrées par les pluviographes et les mailles radar correspondantes.

Ainsi, la comparaison radar-pluviographes s'effectue entre l'image radar à l'instant (t) et les données des pluviographes pour les intervalles de temps de 5 mn suivants: [t , t+5], [t+1 , t+6], [t+2 , t+7], [t+3 , t+8], [t+4 , t+9], et [t+5 , t+10].

### C.III.3 Correction et calibration des images radar à partir des données au sol

#### C.III.3.1 correction de l'advection horizontale

La correction de l'advection horizontale nécessite la connaissance du profil vertical de la vitesse et la direction du vent. Ce paramètre même s'il est déterminé parfois à partir des radiosondages, effectués une ou deux fois par 24 heures à la verticale de la station météorologique de Nancy-Tomblaine, n'est pas facilement accessible. En effet, la pluie coïncide rarement avec l'heure des radiosondages.

Disposant d'un réseau de mesures au sol assez dense donc d'un nombre suffisant de point de comparaison, la correction de l'advection horizontale est réalisée en faisant déplacer le carré de pixels correspondant à l'agglomération nancéienne ( 10 x 10 pixels ) dans un carré plus large ( 14 x 14 pixels ) centré sur l'agglomération (Fig.C.III.1). Le principe consiste à chercher les 10 x 10 pixels radar, (parmi les 25 positions de balayage possible d'un carré de 10x10 pixels dans un autre de 14x14), qui donneront la meilleure corrélation entre les données des pluviographes et les mailles radar qui les recouvrent.

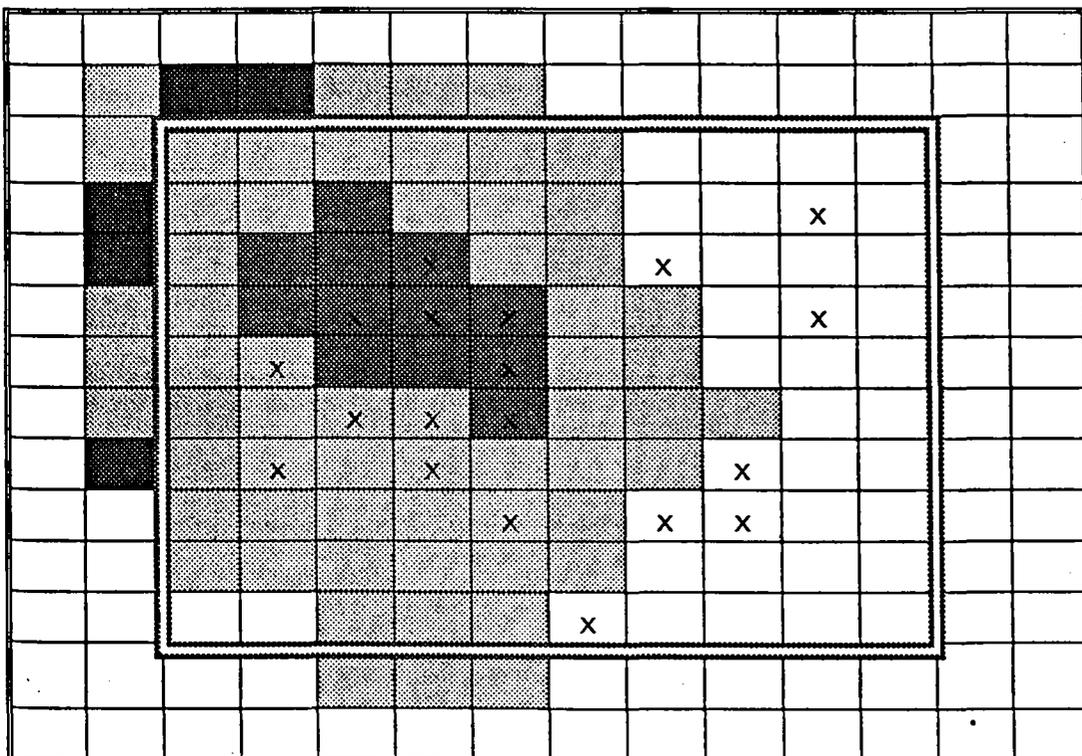


Fig.C.III.1 : Image (0,0) à la verticale de l'agglomération ( x : représente la position d'un pluviographe )

### C.III.3.2 Correction de l'erreur induite par un mauvais étalonnage du radar

En comparant les données radar brutes et les données pluviographiques nous avons constaté dans quelques cas une sous-estimation systématique des intensités pluvieuses par le radar. Cette sous-estimation peut résulter d'un mauvais étalonnage du radar. Elle est compensée d'une façon uniforme en ajoutant le même nombre de dBZ à l'ensemble des images radar d'une même séquence pluvieuse.

### C.III.3.3 Correction de l'erreur induite par la formule de transformation Z-R

la formule la plus souvent utilisée pour la transformation de la réflectivité en intensité est celle de MARSHALL-PALMER :

$$I = 200 \cdot Z^{1,6}$$

Dans le but de réduire les écarts entre les estimations radar et celles issues des mesures pluviométriques du réseau au sol, plusieurs méthodes de calibration ont été proposées pour la correction des estimations radar à partir de celles des pluviographes. La plus simple est celle du facteur de correction moyen qui consiste à multiplier toutes les valeurs des pixels radar par un coefficient souvent égal au rapport de la moyenne des pluviographes à celle du radar. On peut envisager deux méthodes de calcul du facteur correctif moyen. La première consiste à définir une valeur unique pour toute l'épisode. La seconde permet de calculer une valeur pour chaque image. Ce facteur dépend beaucoup des fluctuations de l'intensité moyenne maximale, c'est pourquoi on a choisi de le calculer pour chaque pas de temps.

## C.IV Résultats et analyses

Une fois corrigées et calibrées, les estimations radar sont comparées aux mesures enregistrées par les pluviographes. Les résultats sont présentées par événement dans les graphiques (Fig.C.III.2 à Fig.C.III.6).

Pour juger de l'efficacité de ces corrections apportées aux images radar nous avons calculé quelques paramètres statistiques :

- la droite de régression linéaire entre les données radar et les données des pluviographes: la pente de cette droite nous renseigne sur la bonne concordance de ce deux type de données. En effet plus cette pente est proche de 1 plus les données sont comparables.

- Le coefficient de corrélation proche de 1 indique une bonne confluctuation des données sol et radar.

- L'erreur absolue est calculée à partir du rapport entre la moyenne des valeurs absolues des écarts pluviographe-radar et la moyenne des données sol. Plus l'erreur absolue est faible plus l'estimation radar est bonne.

- L'erreur relative, calculée a partir de la moyenne des écarts sol-radar et la moyenne des données sol. Une faible erreur relative témoigne de la bonne distribution des données radar par rapport au données au sol.

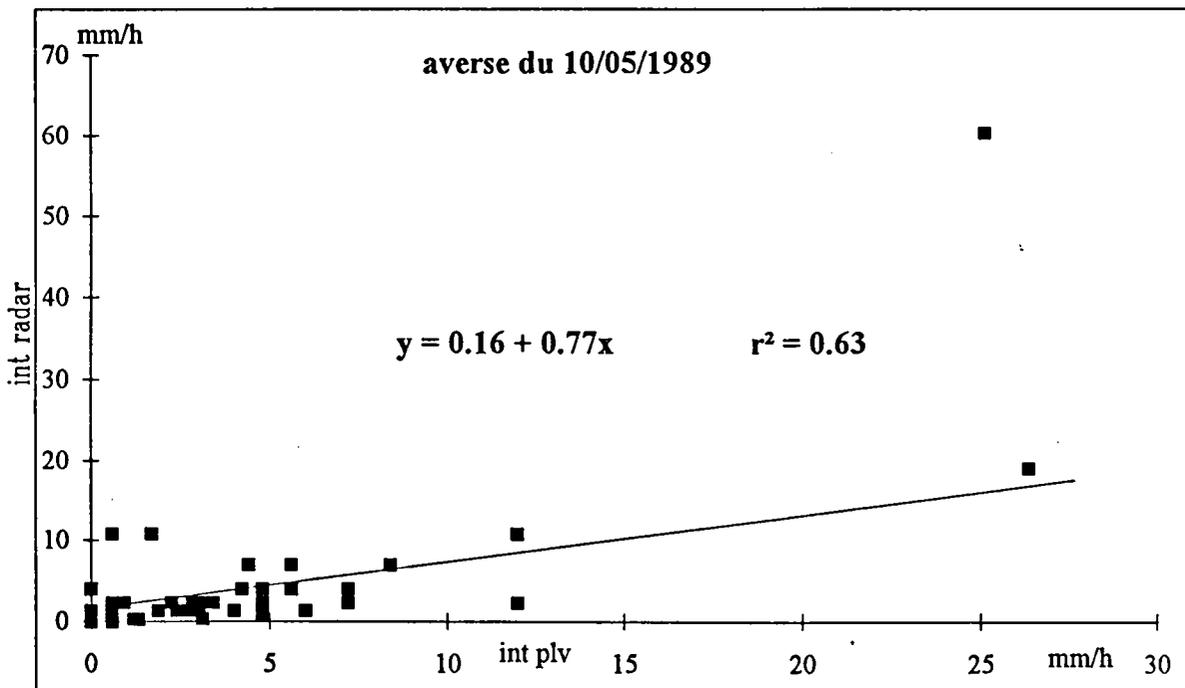


Fig.C.III.2 : comparaison sol-radar événement du 10/05/1989

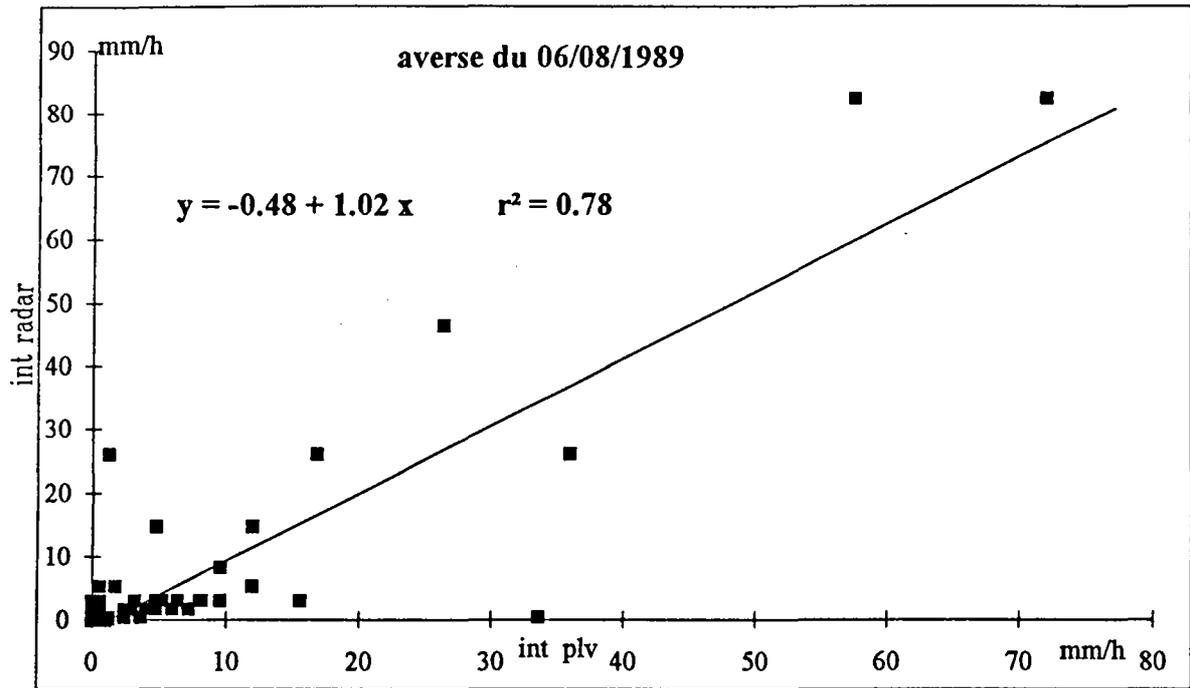


Fig.C.III.3 : comparaison sol-radar événement du 06/08/1989

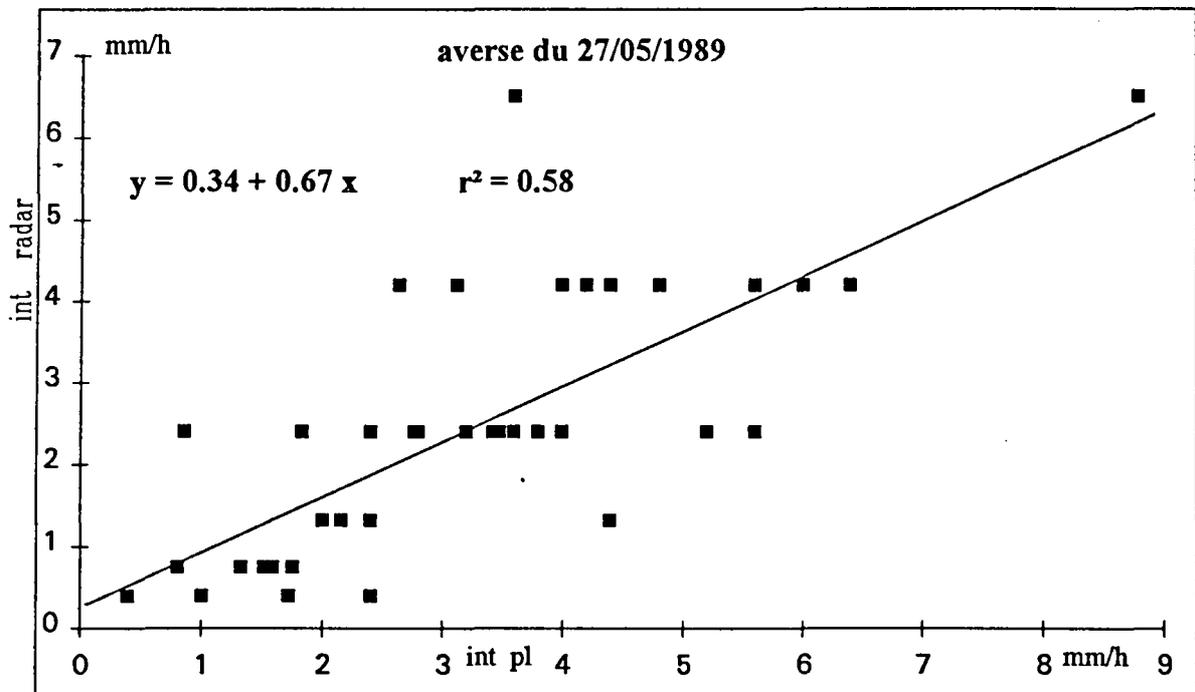


Fig.C.III.4 : comparaison sol-radar événement du 27/05/1989

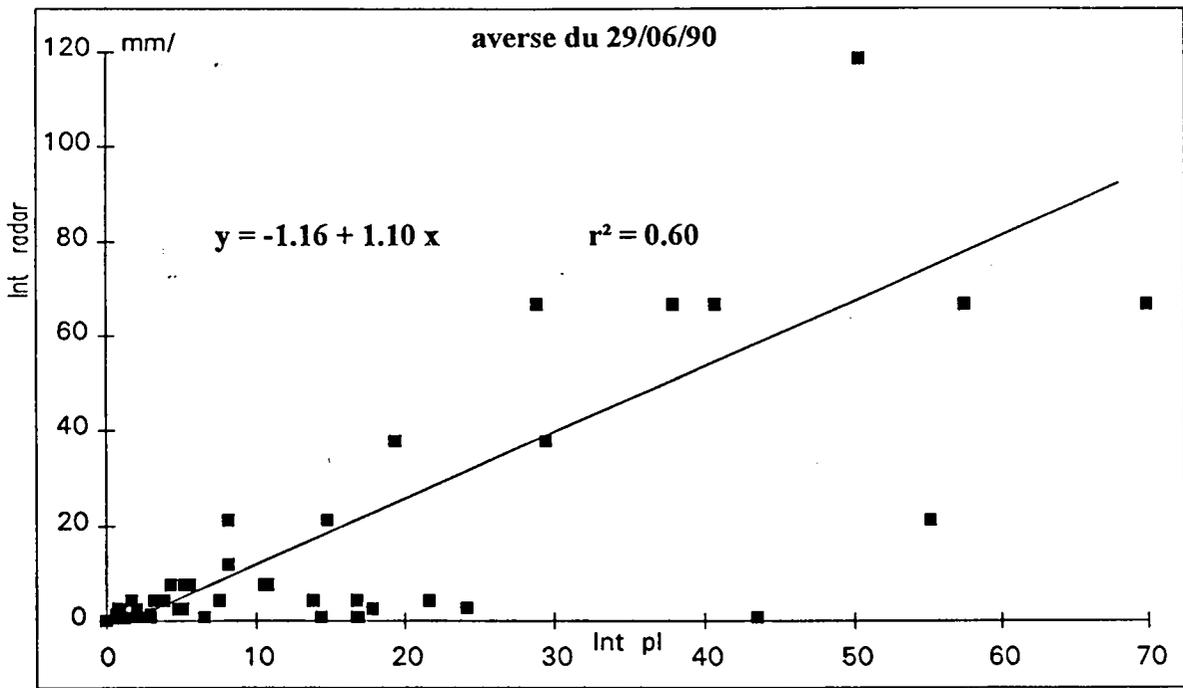


Fig.C.III.5 : comparaison sol-radar événement du 29/06/1990

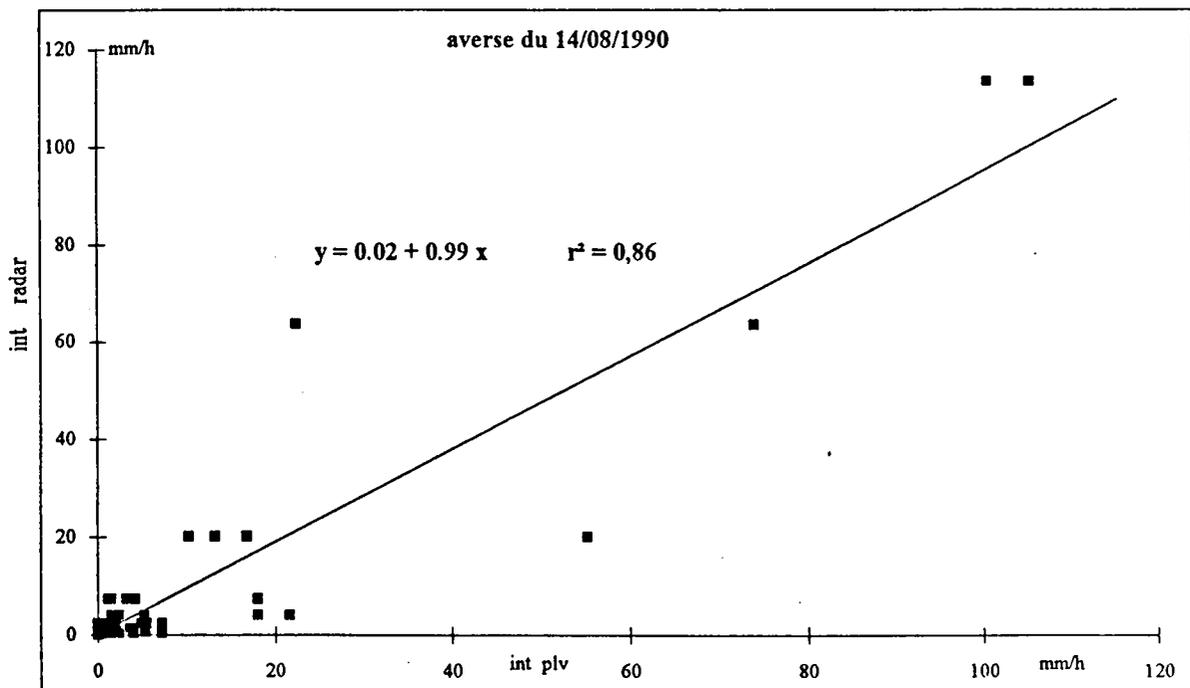


Fig.C.III.6 : comparaison sol-radar événement du 14/08/1990

événement	advection			étalonnage			intensité plv		
	coeff -corr	erreur relative %	erreur absolue	coeff-corr	erreur relative	erreur absolue	coeff-corr	erreur relative	erreur absolue
10/05/89	0.63	39.6	67.3	-	-	-	0.63	0.5	69.0
27/05/89	0.56	22.3	32.7	-	-	-	0.56	8.0	39.3
06/08/89	0.78	21.7	60.9	-	-	-	0.78	0.5	52.5
27/06/90	0.58	87.6	87.6	0.56	31.5	49.4	0.56	4.1	61.4
14/08/90	0.87	82.0	82.8	0.86	43.0	54.5	0.86	0.3	47.4
29/06/90	0.58	91.3	92.0	0.60	51.2	59.0	0.60	0.2	75.0

Tab.C.III.2 : résultats de comparaison des données sol-radar pour les 5 événements pluvieux.

On peut remarquer que le coefficient de corrélation se stabilise autour de 0,65 en moyenne. L'erreur absolue est importante, de l'ordre de 57%. Une très nette régression de l'erreur relative, elle passe de 55 % à 3 % en moyenne. L'erreur absolue augmente pour les deux événements où l'on a pas fait de correction d'étalonnage, ceci peut être aussi expliqué par l'effet du facteur de correction moyen qui, pour les forts pixels peut induire une surestimation importante influençant directement l'erreur absolue. Le facteur de correction moyen n'est certainement pas le mieux adapté pour la calibration des images radar dans le cas des séquences pluvieuses de caractères orageux. La marge d'optimisation concernant le facteur de correction radar-pluviographes reste donc très importante.

Int Max Radar	Poste N°	Int Max Pluvi	Poste N°
1,7	10	4	10
4,14	4	21,6	4
5,04	4	4,8	4
5,04	15	6	15
5,33	3	12	3
6,93	13	8,4	13
7,36	3	5,2	14
7,8	8	8,8	8
18,8	9	26,4	9
28,7	11	14,4	11
60,22	7	25,2	7
63,8	13	22,4	13
66,6	8	57,6	8
66,6	2	70,63	2
82,3	3	72,9	3
82,8	9	57,6	9
90,7	6	64,8	11
113,47	10	105,6	10
118,6	6	50,52	6

Tab.C.III.3 : comparaison des intensités maximales (sol-radar) et de leur localisation

Les performances du radar dans l'estimation de l'intensité maximale sur l'agglomération sont très encourageantes. Ainsi, comme le montre le tableau (Tab.C.III.3), dans presque tous les cas, la localisation de l'intensité maximale donnée par le radar est la même que celle donnée par le réseau des pluviographes. Ceci montre bien que la structure spatiale des précipitations donnée par le radar est vérifiée au sol par les pluviographes même si au niveau quantitatif des progrès restent à faire, et nous confortent dans l'hypothèse initiale qui consiste à supposer que la répartition spatio-temporelle des précipitations peut être directement déduite de l'image radar. Le coefficient de corrélation de l'intensité maximale radar-pluviographes est de l'ordre de 0,76. L'erreur absolue est de 43 %. Les performances du radar sont meilleures quand l'intensité de la pluie augmente.

### C.V "RADNANCY " un outil de visualisation et d'animation des images radar.

La visualisation et l'animation des images radar sur écran permettent de suivre l'évolution des cellules pluvieuses sur l'agglomération nancéienne. Cette information qualitative est très précieuse pour la gestion optimale des réseaux d'assainissement. En effet, pour le cas de Nancy, une des composantes principales de la politique de la lutte contre les rejets des eaux pluviales polluées dans le milieu naturel est l'utilisation des bassins de rétention pour la décantation de ces eaux dans la mesure où cette option ne gêne pas la fonction principale de ces bassins à savoir la lutte contre les inondations. Ainsi nous sommes en présence de deux options de gestion contradictoires. La lutte contre les inondations nécessite le vidage des bassins de rétention tout de suite après le passage de l'orage, par contre la lutte contre la pollution des eaux pluviales nécessite de garder le plus longtemps possible ces eaux pour permettre le maximum de décantation. Dans ces conditions, la visualisation des images radar successives permet en fonction de l'évolution temporelle des précipitations soit de vider ces bassins dans le cas où une autre manifestation pluvieuse risque d'arriver sur l'agglomération, soit de continuer la décantation dans ces bassins dans le cas contraire.

Pour la visualisation et l'animation des images radar de Nancy, nous avons développé un outil informatique que nous appelons: "Radnancy". Cet outil est développé sur micro-ordinateur en langage Turbo-Pascal. Il permet, en plus de la visualisation et l'animation des images, l'intégration des corrections des images radar (citées auparavant) à partir des données des pluviographes au sol. et de proposer une estimation de la lame d'eau moyenne précipitée ainsi que l'intensité maximale à partir de l'information radar corrigée par les données des pluviographes au sol.

Pour illustrer l'utilisation de cet outil nous avons représenté sur la Fig.C.V.1, l'exemple de la pluie du 06/08/1989.

La pluie a débuté à 11h30, heure à laquelle les premiers échos radar apparaissent sur le site de l'agglomération nancéienne. Cet exemple permet d'illustrer quels sont les avantages de l'image radar. En effet, d'une part, la succession des images permet de suivre la trajectoire de la pluie sur l'agglomération et quelles ont été les zones les plus intensément arrosées. Ainsi la pluie a d'abord affecté le sud-ouest de l'agglomération, elle s'est intensifiée progressivement en se généralisant et en affectant surtout le S.E à 12h30, heure à laquelle la zone de forte intensité se scinde en deux cellules distinctes, affectant surtout l'Est de la ville puis disparaît. D'autre part, cette image permet de replacer le phénomène pluvieux à différentes échelles et d'intégrer la localisation des échos radar dans la dynamique générale du phénomène pluvieux. L'organisation des échos permet de situer l'orage dans la situation météorologique générale, dans le flux synoptique et dans la trajectoire de la perturbation frontale.

## C.VI CONCLUSION

Les résultats de la comparaison entre les images radar corrigées des trois principales sources d'erreur à savoir, les erreurs liées à l'advection, celles liées à l'étalonnage du radar, et les erreurs de la transformation des réflectivité en intensité sont assez satisfaisants. Le radar nous permet d'accéder directement à la structure spatio-temporelle des précipitations. La densité actuelle du réseau de pluviographes de l'agglomération nancéienne permet une bonne calibration des images radar. L'estimation quantitative issue de l'imagerie radar, avec une erreur absolue de l'ordre de 57 % par rapport à l'ensemble des données des pluviographes (360 couple maille radar - pluviographe), et de 43 % pour les intensités maximales, est très satisfaisante. Cette estimation ne peut être qu'améliorée en utilisant des images radar d'une fréquence plus importante que la fréquence actuelle des images dont nous disposons (une image toutes les 15 minutes). Cette première tentative de calibration des images radar de NANCY confirme l'intérêt que puisse avoir l'association du radar météorologique avec un réseau de pluviographes suffisamment dense en hydrologie urbaine.

Malgré ces réserves, le radar demeure un moyen irremplaçable pour comprendre d'un point de vue qualitatif, l'évolution des processus et orienter éventuellement les hydrologues plus judicieusement dans leur recherche et les méthodes qu'ils utilisent.

AVERSE DU 06/08/1989

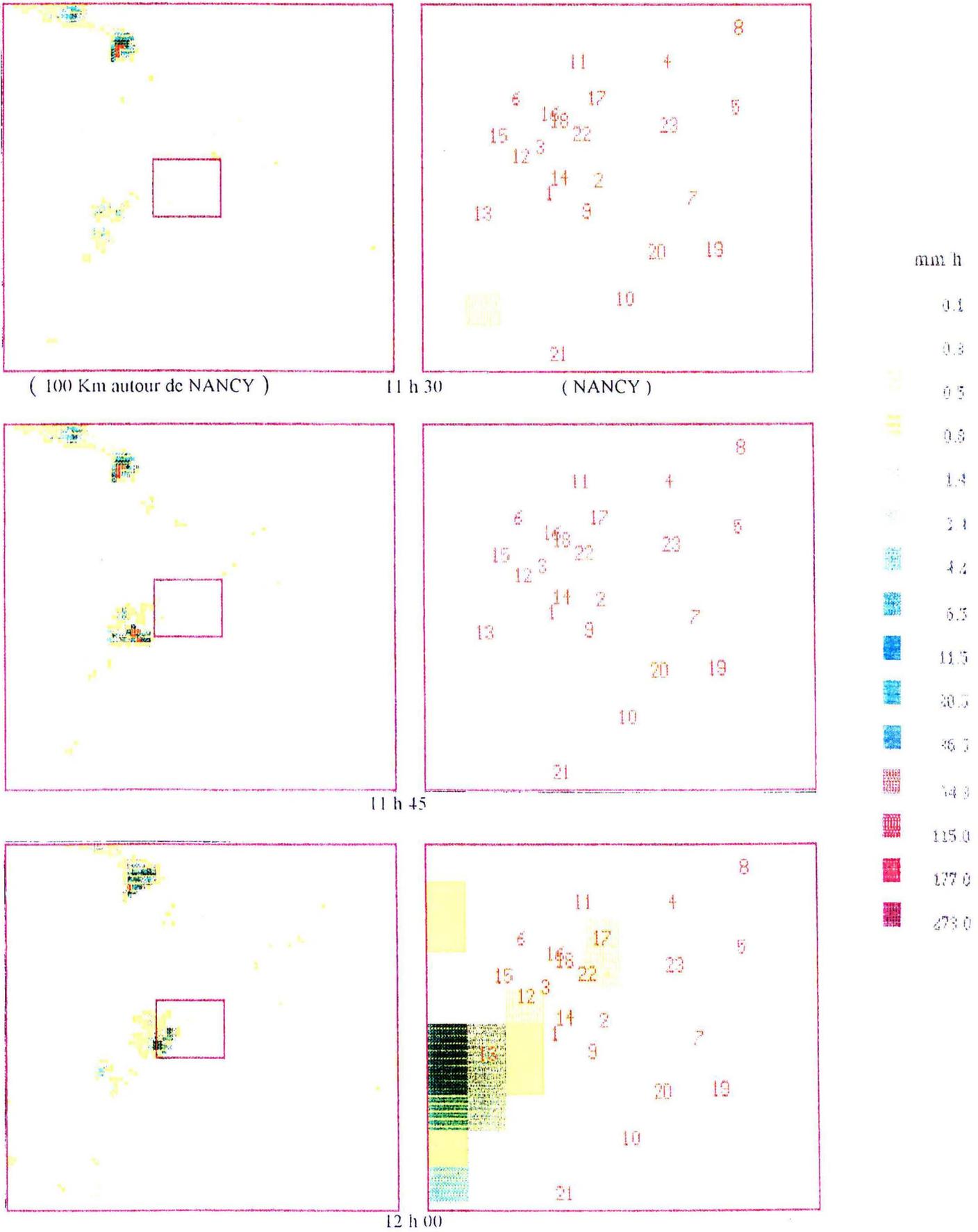
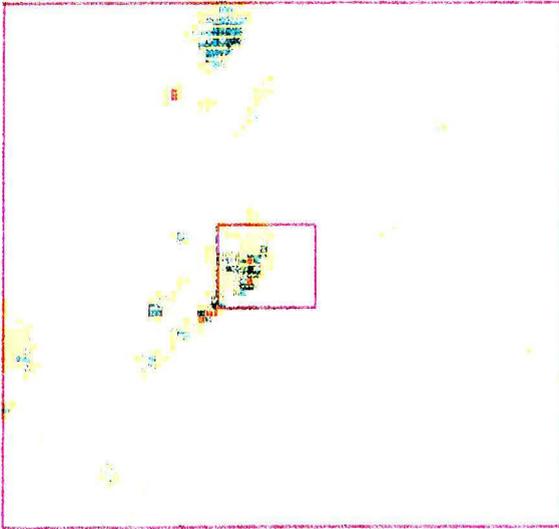
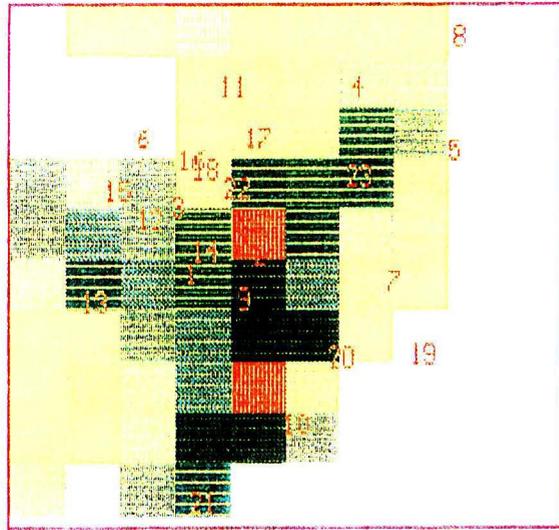


Fig.V.1 : L'organisation spatiale des échos radar à deux échelles différentes lors de l'averse du 6 août 1989

AVERSE DU 06/08/1989

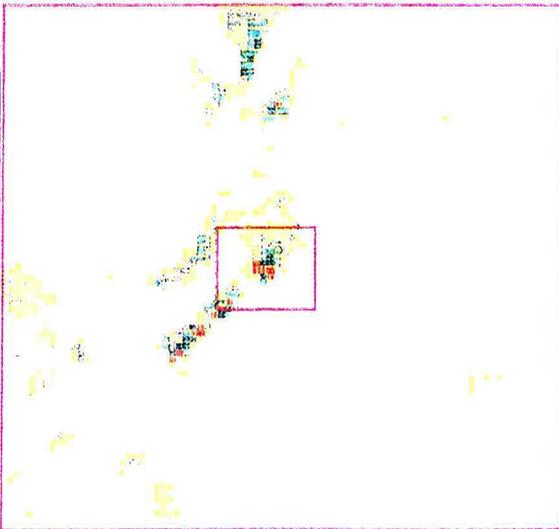


( 100 Km autour de NANCY )

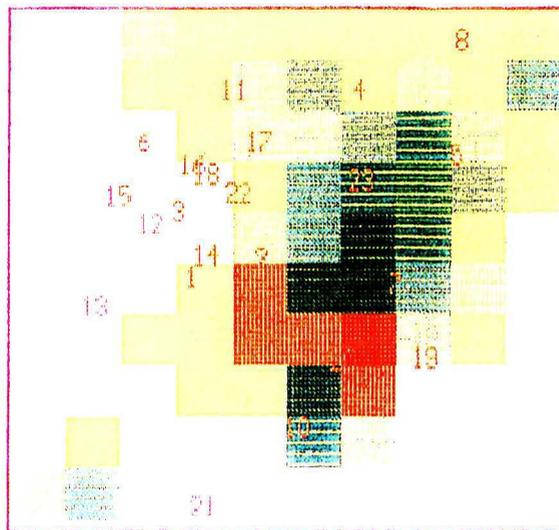


12 h 15

( NANCY )

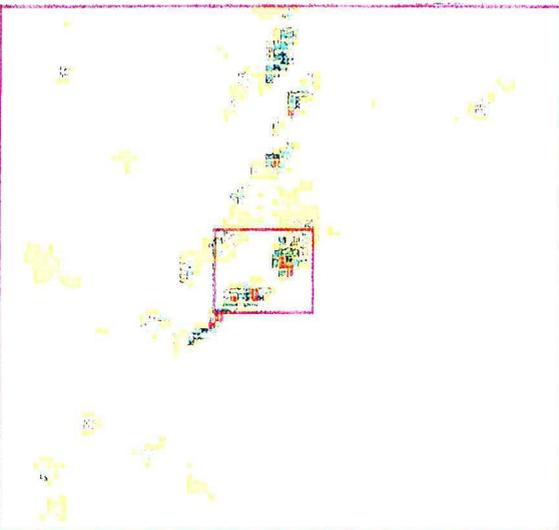


12 h 30

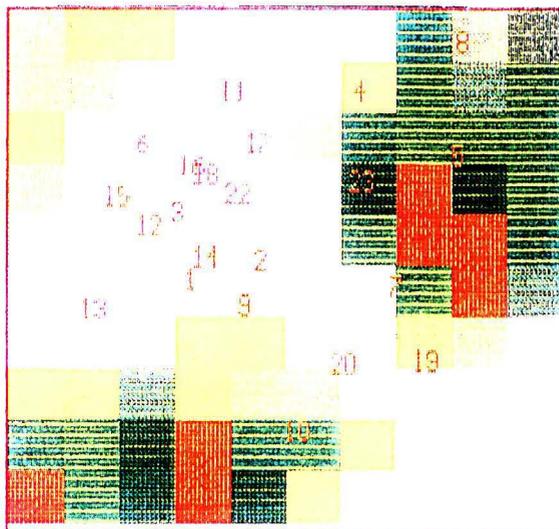


12 h 30

( NANCY )



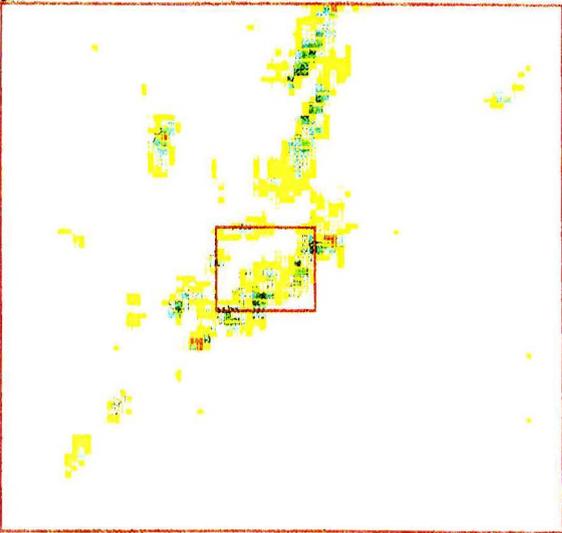
12 h 45



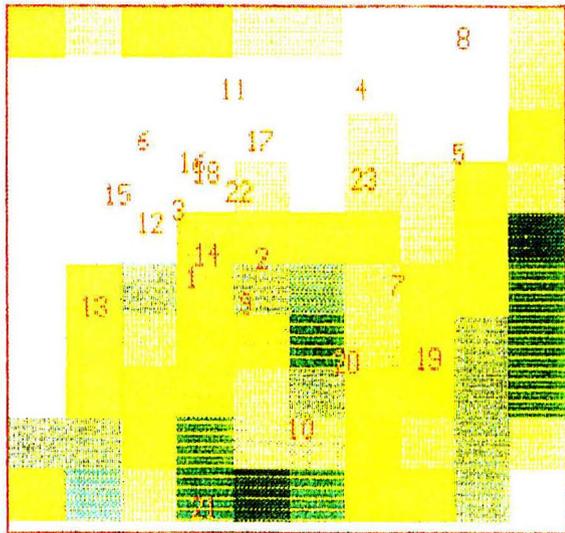
12 h 45

( NANCY )

AVERSE DU 06/08/1989

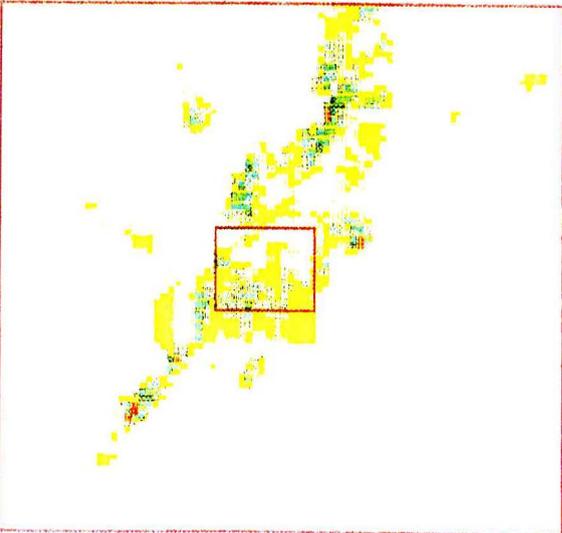


( 100 Km autour de NANCY )

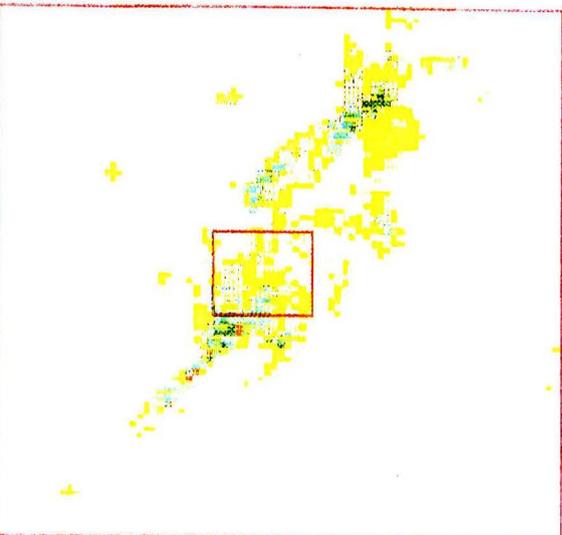
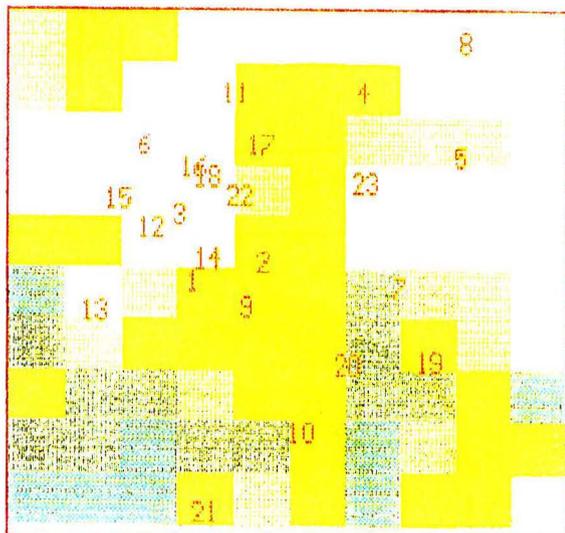


13 h 00

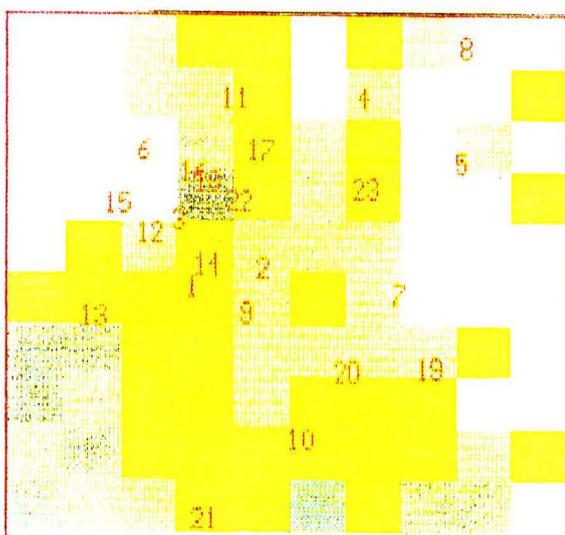
( NANCY )



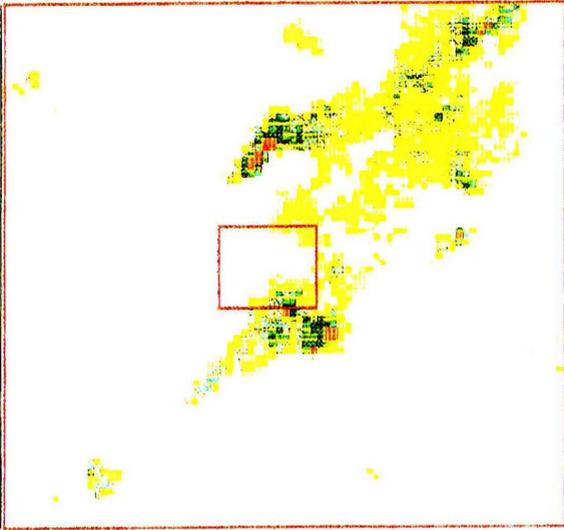
13 h 15



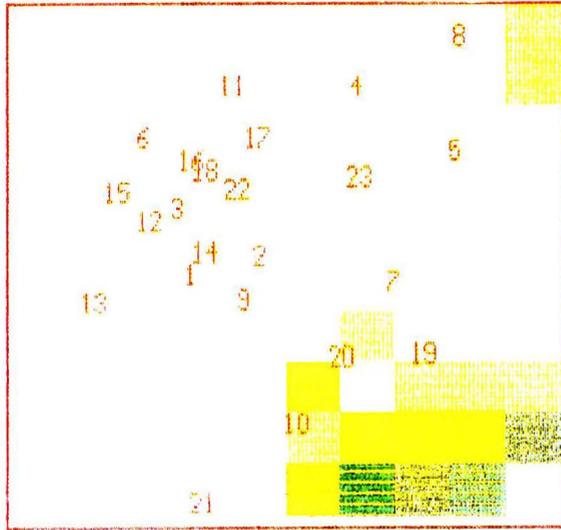
13 h 30



VERSE DU 06/08/1989

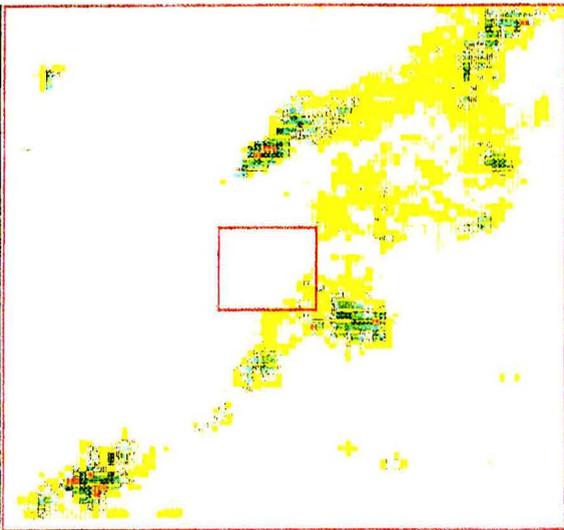


( 100 Km autour de NANCY )

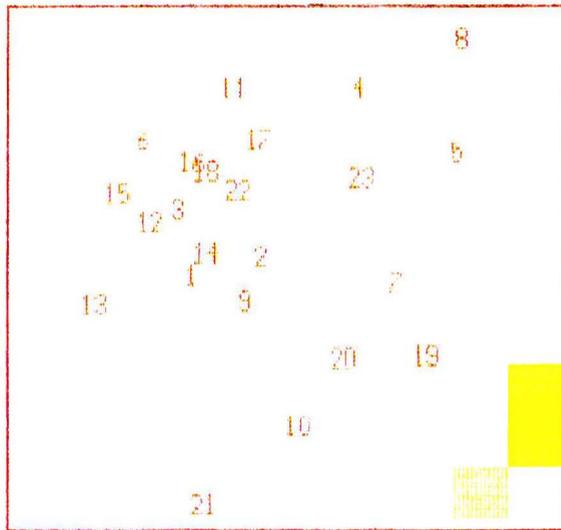


14 h 00

( NANCY )



14 h 15



## CONCLUSION GENERALE



## CONCLUSION GENERALE

La pluie constitue l'entrée du système de l'assainissement pluvial et donc la donnée principale nécessaire à la compréhension de son fonctionnement et de sa gestion. Avec l'évolution des besoins des gestionnaires des réseaux d'assainissement au cours de ces dernières années, la connaissance fine du phénomène des précipitations est devenue indispensable à l'élaboration du schéma général de l'assainissement pluvial dans les agglomérations urbaines.

L'analyse de la répartition spatiale des fortes intensités pluvieuses a mis en évidence une assez nette hétérogénéité de cette répartition à l'échelle de l'agglomération. Cette hétérogénéité n'est pas complètement aléatoire dans la mesure où les fortes intensités se concentrent à la périphérie de l'agglomération et surtout au sud, sud-ouest et nord-est (Seichamp, Haut du Ronce, Clairlieu, Sapinière, La Justice, Heillecourt, La Fallée). L'intensité moyenne maximale liée à une période de récurrence est un paramètre très significatif pour caractériser la pluie ponctuelle. L'estimation de ce paramètre ne peut donc être obtenue sur une agglomération urbaine à partir d'un seul pluviographe.

Dans la nouvelle approche de l'assainissement par temps de pluie basée sur la gestion optimale des organes de collectes et d'évacuation des eaux pluviales, la connaissance de l'intensité moyenne maximale liée à une période de récurrence et le concept de pluie de projet regroupant la complexité du phénomène des précipitations en un seul hyétogramme sont insuffisants pour caractériser la pluie. C'est l'ensemble du phénomène pluvieux qui doit être pris en compte et non pas seulement les intensités les plus élevées. La connaissance fine du phénomène de la pluie ne peut être envisagée qu'à l'échelle de l'événement pluvieux en prenant en compte les caractéristiques pluviométriques (intensité maximale, durée, cumul, extension spatiale, etc...) de chaque événement. La caractérisation de la pluviométrie locale sur l'agglomération nancéienne est obtenue à partir de l'ensemble des événements pluvieux enregistrés représentant un intérêt pour les objectifs de gestion fixés. Ces événements sont ensuite regroupés en classes de pluies. Ces classes offrent aux gestionnaires des réseaux d'assainissement une connaissance fine de l'ensemble des événements pluvieux et permettent de caractériser la pluviométrie locale pour, d'une part, élaborer des options de gestion à l'échelle de chaque événement, et d'autre part, définir une stratégie globale de gestion à l'échelle saisonnière ou annuelle.

Les modèles de distribution spatiale des champs des précipitations basés sur l'existence d'une structure homogène et continue du phénomène des précipitations sont mis en défaut pour les faibles pas de temps. En effet, les résultats obtenus montrent que les hypothèses de

stationnarité, d'isotropie et de l'existence d'une structure d'autocorrélation spatiale du phénomène ne sont vérifiées que sur des zones de très faible étendue. La moyenne des distributions des écarts à la moyenne est toujours positive ce qui confirme que la structure spatiale des champs des précipitations est organisée autour d'un point culminant appelé l'épicentre.

La modélisation de la répartition spatiale des champs des précipitations au sol, par les variogrammes spatiaux, montre qu'à l'échelle de l'événement pluvieux cette répartition dépend, en plus de la variabilité même du champ, d'autres paramètres : le nombre des cellules pluvieuses, leur trajectoire par rapport au centre de gravité géographique du réseau, l'effet de la ville, et la capacité du réseau à rendre compte de la variabilité spatiale et temporelle du phénomène.

L'utilisation de la méthode d'interpolation spatiale des champs des précipitations, basée sur la recherche d'épicentre et sur la modélisation de la structure du phénomène autour de cet épicentre, donne des meilleurs résultats par rapport au krigeage surtout pour le pas de temps de 5 minutes. Cette modélisation est mieux adaptée à la variabilité spatiale des champs des précipitations pour les faibles pas de temps. L'adéquation des modèles de distribution spatiale des champs des précipitations à la réalité du phénomène est un facteur important dans la précision de calcul de la lame d'eau précipitée.

La précision de la reconstitution des champs des précipitations au sol pour les deux modèles testés est insuffisante en ce qui concerne l'estimation de la pluie ponctuelle. En effet, l'erreur d'estimation ponctuelle est trop élevée, elle augmente quand le pas de temps diminue. La densification du réseau de mesure permet de réduire cette erreur, cependant au-delà d'une densité d'un pluviographe par 4 km<sup>2</sup>, que nous estimons être une densité utile et réalisable sur le terrain, une densification excessive n'apportera qu'une mince amélioration de la qualité de l'estimation. Une bonne partie de cette erreur est attribuée aux erreurs de mesures et notamment l'erreur d'échantillonnage, particulièrement importante pour les faibles pas de temps, liés à l'inadaptation du pluviographe à augets basculeurs pour la mesure des intensités pluvieuses. La précision du calcul de la lame d'eau moyenne sur un bassin versant est satisfaisante.

La pluie est un phénomène qui se développe à des échelles largement supérieures aux dimensions d'une agglomération urbaine. La connaissance de la répartition spatiale et temporelle de ce phénomène ne peut être obtenue par la seule mesure réalisée par un réseau de pluviographes. L'observation et la mesure du phénomène des précipitations réalisées par un réseau de pluviographes doivent être complétées par d'autres moyens. L'utilisation du radar météorologique, permettant de suivre l'évolution spatiale et temporelle du phénomène à grande échelle, couplé à un réseau dense de pluviographes est une solution d'avenir pour

progresser dans la connaissance fine du phénomène des précipitations. Les résultats de l'étude de faisabilité de l'utilisation des images radar de Nancy confirment la bonne corrélation spatiale entre le champ des précipitations radar et celui observé au sol par le réseau de pluviographes et notamment en ce qui concerne la localisation des intensités maximales.

A la suite de ce travail, plusieurs développements peuvent être envisagés:

Tout d'abord, la classification des événements pluvieux sur l'agglomération nancéenne devrait être liée à l'impact de chaque classe sur le réseau d'assainissement. Cette démarche permettrait d'identifier et de répertorier les risques, en matière d'assainissement, associés à chaque classe de pluie et de proposer en fonction de ces risques et des objectifs poursuivis l'option de gestion appropriée.

Ensuite, nous avons pu mettre en évidence, au cours de ce travail, l'influence de la ville sur la répartition spatiale des champs des précipitations. Cette influence pourrait être liée à la variabilité des paramètres climatologiques (température, humidité, vitesse et direction du vent, rayonnement, etc...) à l'échelle d'une agglomération urbaine. L'étude de ces paramètres représente un grand apport pour la compréhension de l'influence de la ville sur les champs des précipitations.

Enfin, l'utilisation du radar météorologique associé à un réseau de pluviographes dense devrait être approfondie et notamment dans le domaine de la prévision de la pluie. En effet, la gestion en temps réel des réseaux d'assainissement exige une anticipation à l'échéance de quelques minutes à quelques heures sur l'évolution spatiale et temporelle des champs des précipitations. Par ailleurs, le radar permet une localisation directe des épicycles des cellules pluvieuses, l'utilisation de cette information dans les modèles déterministes basés sur le principe premier de l'épicentre pourrait apporter une amélioration des résultats de ces modèles.



**REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**



## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

**Andrieu. H., Jacquet. G., 1987**

*Le radar météorologique de Trappes et l'estimation des intensités pluvieuses en Seine-St-Denis. Intérêt pour la gestion des réseaux d'assainissement.* La Houille blanche, n° 6, p.447-457.

**Auchet. P., 1990**

*Calcul de la répartition spatiale de la pluie et de position des épacentres.* Journées pluviométriques. Octobre 1990. NANCIE. 11.p.

**Bachoc. A., 1992**

*Le transfert des solides dans les réseaux d'assainissement unitaires.* Thèse de doctorat. Institut National Polytechnique de Toulouse. 280 p.

**Barrancourt. C., 1990**

*Etude de l'intermittence et de la variabilité des champs des précipitations par une approche géostatistique.* Thèse de Docteur de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I.

**Bédriot. G., Bellostas., Bocquillon., Masson., 1980**

*Pluies orageuses en région parisienne.* La météorologie VI° série N°20 - Mars-Juin 1980 - p.287-295.

**Benichou. P., Le Breton. O., 1987**

*Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques.* La Météorologie N° 19. 1987. p.23-35.

**Bergaoui. M., Desbordes. M., 1986**

*Etude de la distribution spatio-temporelle des précipitations à des fines échelles de temps et d'espace.* Plan Urbain. L'eau dans la ville.

**Boiret. P., 1987**

*Analyse des précipitations de 6 minutes à 24 heures par une méthode du type Renouvellement. Exemple de la station météorologique de Nancy-Tomblaine.* Note de travail du service central d'exploitation de la Météorologie N° 19.

**Brandes. E.A., 1975**

*Optimizing rainfall estimates with the aid of radar.* J.Appl. Meteor., 14, 1339-1345

**Brémaud.Ph, 1991**

*Suivi et prévision automatiques du déplacement des nuages précipitants par radar météorologique.* Thèse de Doctorat de l'Université de Clermont-Ferrand. 200 p.

**Calvet. C., 1980**

*Les fortes intensités de précipitations à Paris.* La Météorologie VI<sup>e</sup> série n° 20-21. p. 99-103.

**Carleton. M., 1985**

*Contribution à l'analyse et la modélisation du fonctionnement des deversoirs d'orage.* Thèse de doctorat, I.N.S.A de Lyon. Septembre 1985. 263 p.

**Changnon. S.A., 1970**

*Recent studies of urban effects on precipitations in the United States.* Urban Climats WMO. Not. Tech n° 108. p.325-341.

**Chiles. J.P., 1977**

*Géostatistique des phénomènes non stationnaire.* Thèse de Docteur Ingénieur, Université de Nancy I.

**Chocat. B., 1981**

*Un système d'aide à la gestion, la prévision et la conception des équipements d'assainissement.* Thèse de D.E. I.N.S.A. 313 p.

**Creutin. J.D., Obled. Ch., 1982**

*Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields : An objective comparaison.* Water Resour. Res., 18, 413-431.

**Creutin. J.D., Andrieu. H., Delrieu. G., 1991**

*Expérience radar Cévennes 86-88, Bilan et perspectives pour l'hydrologie,* Rapport final de la subvention SRETIE/MRE n° 88.053

**Creutin. J.D., Delrieu. G., Lebel. T., 1988**

*Rain measurement by raingage-radar combination. A geostatistical approach.* Journal of atmospheric and oceanic technology, Vol. 5, N°. 1, February 1988.

**Collier.C, 1989**

*applications of weather radar systems.* ed. Hellis Horwood

**Dahlstrom. B., 1973**

*Investigations of errors in rainfall observations.* Report n°34, Uppsala.

**Damant. C., Austin. G.L., Bellon. A., Broughton. R.S., 1983**

Errors in the Thiessen technique for estimating areal rain amounts using weather radar data. *J. of Hydrology*, 62, 81-94.

**Delhomme. J.P., 1976**

*Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau.* Thèse de docteur Ingénieur, Paris VI.

**Delrieu.G, 1986**

*Evaluation d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations: Validation et étalonnage par techniques géostatistiques. Application au bassin Parisien.* Thèse de docteur Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble.

**Delrieu. G., Bellon.A, Creutin.J.D, 1988**

*Estimation de lame d'eau spatiales à l'aide de données de pluviomètres et de radar météorologique; application au pas de temps journalier dans la région de Montréal.* *Journal of Hydrology*, vol 98, 315-344.

**Delrieu. G., Creutin. J.D., 1989**

*Expérience Grenoble 88 : Bilan et perspectives.* Institut de Mécanique de Grenoble. Avril 1989. 112p.

**Desbordes. M., Raous., 1980**

*Fondement de l'évolution d'une pluie de projet urbaine : méthode d'analyse et application à la station de Montpellier Bel Air.* *La météorologie - VIe Série N°20.* mars-juin 1980. p.317-327.

**Desbordes. M., Hemain. J.C., 1982**

*problèmes posés par la modélisation de la qualité des eaux pluviales urbaines.* Société hydrotechnique de France, XVIIème journées de l'hydraulique, Nantes, rapport II-3. 7 p.

**Desbordes. M., 1987**

*Contribution à l'analyse et à la modélisation des mécanismes hydrologiques en milieu urbain.* Thèse D.E. U.S.T.L. Montpellier mai 1987. 242 p.

**Desbordes. M., 1990**

*Risques de défaillance des ouvrages d'assainissement urbain: un concept révisable.* La Houille blanche 1990 n° 7/8 p.491-494.

**Desbordes. M., 1993**

*Modélisations hydrologiques: contraintes et incertitudes.* Séminaire de programmation "modélisation du comportement des polluants dans les hydrosystèmes". Neuilly sur Seine : Ministère de l'Environnement, DRAEI, juillet 1993. pp. 141-149.

**Directive Européenne, 1991**

*Directive du conseil du 21 mai 1991 relative au traitement des eaux résiduaires urbaines (91/271/CEE).* J.O. des Communautés Européennes du 30/05/91. N° L 135/40 à 52.

**Dupuy. G., Knaebel. G., 1982**

*Assainir la ville hier et aujourd'hui.* Ed Dunod Paris.

**Einfalt. T., 1988**

*Recherche d'une méthode optimale de prévision de pluie par radar en hydrologie urbaine.* Thèse de Doctorat de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, CERGRENE, Noisy-le-Grand.

**Escourrou. G., 1984**

*Quelques remarques sur la climatologie urbaine.* Université de Paris VIII.

**Estorge. J.L., Laborde. J.P., Zumstein. J.F., 1980**

*Mise en évidence des relations entre le gradex des pluies journalières et le gradex des pluies de durée inférieure à 24 heures en Lorraine.* La météorologie VIe n° 20-21 mars-juin 1980.

**Faure. D., 1993**

*Application à l'hydrologie du radar météorologique - Comparaison d'estimation radar et pluviométriques pour des lames d'eau horaires sur des petits bassins versants cévenols.* Thèse Docteur de l'Université Joseph Fourier Grenoble I. 310 p.

**French. M.N., Krajewski. W.F., 1992**

*Quantitative real-time rainfall forecasting using remote sensing. Model formulation,* submitted to Water Resources Research, November 1992.

**Fournier.T, Andrieu.H, 1988**

*Qualification d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations dans la région des Cévennes : Pré-traitement des images.* Groupe hydrologie, Institut de mécanique de Grenoble. p.105.

**Grisollet. H., 1948**

*Etudes des averses orageuses de la région parisienne, envisagées au point de vue de leur évacuation par les ouvrages d'assainissement.* La météorologie 4(11), p.175-195.

**Grosse. J.Y., 1980**

*Un mode d'enregistrement des intensités de précipitations: Le fichier à pas de temps variable.* La météorologie VIe série n° 20-21 Mars-juin 1980. p.45-50.

**Guilmet. B**

*Intensité des fortes précipitations en fonction de leur durée.* La Météorologie IV-64-61. p.393-403.

**Hammouda. A, Roussel. I, 1992**

*Caractéristiques pluviométriques de l'année 1991 dans l'agglomération nancéienne.* Gestion automatisée d'un réseau d'assainissement à Nancy. NANCIE.

**Hemain. J.C., 1986**

*Etudes préliminaires 1986 - Rapport de synthèse - .* Gestion automatisée d'un réseau d'assainissement à Nancy. NANCIE.

**Herremans. L., Zobrist. C., Chaumontet. M., 1993**

*Etude du transfert de pollution par temps de pluie sur le réseau d'assainissement du District Urbain d'Arras."La pluie source de vie, choc de pollution".* 146° Session du comité technique de la S.H.F. Paris, 17 et 18 mars 1993. La Houille Blanche, 1994, n°1/2. pp. 75-99.

**Huff. F.A., 1970**

*Sampling errors in measurment of mean precipitation.* J.Appl. Meteor., 9, 35-44.

**Keiffer-Chu., 1957**

*Synthetic strom pattern for drainage design.* Journal of the Hydraulics Dvision. p.1332. August 1957.

**Khelil. A., 1985**

*Elaboration d'un système de stockage et exploitation de données pluviométriques, contribution à l'analyse et la modélisation spatio-temporelle du phénomène pluvieux.* Thèse de Docteur-Ingénieur, I.N.S.A, Lyon.

**Laborde. J.P., Lempreur. R., 1986**

*Les pluies sur des petits bassins versants: une fonction aléatoire dont on peut estimer le variogramme.* Hydrologie continentale. vol. 1. n° 1. 1986. p.3-13.

**Laborde. J-P, 1988**

*La donnée comme matériau pour la recherche. Les nouvelles méthodes de gestion automatisée des réseaux d'assainissement Quels enjeux et quels partenaires.* NAN.C.I.E. p.113-125.

**Lahaye. J-P, Meunier. M, Tartes. R, 1980**

*Méthodes d'étude des pluies de courte durée.* La Météorologie VI-20-21. p.73-90.

**Larson. L.W., Pek. E.L., 1974**

*Accuracy of precipitation measurements for hydrologic modeling.* Water Resour. Res., 10, 857-863.

**Lebel. T., 1984**

*Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant: estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes.* Thèse de Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble.

**Lee. T.H., Georgakakos. K.P., 1990**

*A two-dimensionel stochastic-dynamical quantitative precipitation forecasting model,* J. of Geophysical Research, 95 (D3), pp.2113-2126.

**Marchand. A, Benoit. F, 1981**

*Lutte contre les inondations dans le District Urbain de Nancy.* Emissaires et bassins de rétention; TSM L'eau n° 12, 100p.

**Marchand. A., Badot. R., De Belly. B., Romain. M., 1993**

*Les bassins de rétention des eaux pluviales - mode d'emploi.* NANCIE. 222 p.

**Matheron. G., 1971**

*La théorie des variables régionalisées et ses applications.* Cahiers du centre de morphologie mathématique de Fontainebleau, fascicule n°5. 211 p.

**Messaoud. M., 1989**

*Hydrologie aux fines échelles de temps et d'espace à partir des données de pluviomètres et d'un radar météorologique.* Thèse Doctorat Université Clermont-Ferrand II. 213.P.

**Meylan. P., 1986**

*Régionalisation de données entachées d'erreurs de mesure par krigeage, application à la pluviométrie.* Hydrologie continentale, Vol. 1, n° 1, 1986. p.25-34.

**Misme. P., 1980**

*Comparaison des mesures d'intensité de précipitations à l'aide de plusieurs pluviographes.* La météorologie VIe n° 20-21 mars-juin 1980.

**Niemczynowicz. J, 1982**

*Areal intensity-duration-frequency curves and statistical areal reduction factors for short-term rainfall events in Lund.* Departement of Water Resources Engineering - Lund Institute of Technology Report N° 8065.

**Niemczynowicz. J, 1984**

*An investigation of the areal and dynamic properties of rainfall and its influence on runoff generating processes.* University of Lund Report n°1005.

**Oberlin. G., Galéa. G., Rosique. J.B, 1980**

*Le tarage des pluviographes.* La météorologie VIe série n° 20-21 mars-juin 1980. p.23-32.

**Pastant. D., Salleron. J.L., 1993**

*Assainissement des agglomérations: objectifs de protection des milieux par temps de pluie - éléments méthodologiques. "La pluie, source de vie, choc de pollution".* 146° Session du comité technique de la S.H.F. Paris, 17 et 18 mars 1993. La Houille Blanche, 1994, n°1/2. pp. 105-107.

**Paturel. M., Desbordes. J., Masson. M., 1986**

*Evaluation de l'influence de la densité des réseaux pluviométriques sur la détermination des lames d'eau précipitées.* L.H.M. Montpellier. 42.p.

**Réméniéras, G. 1964**

*L'Hydrologie de l'Ingénieur.* ed. Eyrolles.

**Roche. M., 1963**

*Hydrologie de surface.* Gauthiers-Villars Editeur. Paris.

**Roussel. I., 1988**

*Un réseau de pluviographes pour la mesure de la pluie.* Les nouvelles méthodes de gestion automatisée des réseaux d'assainissement Quels enjeux et quels partenaires. NAN.C.I.E. p.17-26.

**Roussel. I., 1989**

*Les orages dans l'agglomération nancéenne 1946-1986.* NANCIE. 14p.

**Roussel. I., 1990**

*La validation des données pluviométriques.* Gestion automatisée d'un réseau d'assainissement à Nancy. NANCIE.

**Roussel. I., 1990**

*Analyse climatologique des averses de l'année 1990.* A.P.P.A Nancy.

**Roussel. I., Marchand. A., 1990**

*Fragilité et maîtrise de l'hydrosystème urbain; exemple de l'agglomération nancéenne.* Au fil de l'eau, hommage à René Frécaut, p.399-410.

**Samol. C., 1976**

*Contribution à l'étude climatologique de Nancy en vue de la conception des réseaux d'assainissement.* Thèse de Docteur-Ingénieur. Université de Nancy I.

**Sauvageot. H., 1982**

*Radarmétéorologie.* Eyrolles. 296 p.

**Sotty. J.M., Deshons. P., 1990**

*A propos de la protection décennale.* La Houille blanche 1990 n° 7/8 p.561-564.

**S.T.U 1989**

*Mémento sur l'évacuation des eaux pluviales.* La documentation Française 350 p.

**Tabuchi. J.P., Bachoc. A., 1993**

*Proposition d'un programme national de recherche et d'expérimentation sur la pollution des rejets urbains de temps de pluie.* Groupe de travail AGHTM : "Les rejets urbains de temps de pluie". Paris, Avril 1993. 19 p.

**Torasse. P., 1981**

*Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision de crues - Application aux régions cévenoles.* Thèse de Docteur Ingénieur, Grenoble.

**Valiron F., Tabuchi. J.P.**

*La maîtrise de la pollution urbaine par temps de pluie.* ed. Lavoisier 564 p.

**Ventsel. H., 1973**

*Théorie des probabilités.* Editions de Mouscou, 563.p.

**Veyrier.Y, 1988**

*Prévision quantitative des précipitations.* La Houille blanche, N° 5/6-1988. p.451-455.

**Walesh. S.G., 1989**

*Urban surface water management.* 536 p. John Wiley & Sons.

**Wilson. J.W., Brandes. E.A., 1979**

*Radar measurement of rainfall - A summary.* Bull. Amer. Meteo. Soc., 60, 1048-1058.



**ANNEXE 1**

**CRACTERISTIQUES PLUVIOMETRIQUES DES 465  
EVENEMENTS PLUVIEUX SELECTIONNES SUR  
L'AGGLOMERATION NANCEIENNE (1987-1992)**



Événement pluvieux	durée mn	I <sub>max</sub> 15' mm/h	I <sub>max</sub> 30' mm/h	I <sub>max</sub> 60' mm/h	Cumul mm
0201910300.	130	8,4	6,1	4,0	4,9
1001911400.	390	14,4	10,3	7,1	15
1101910950.	215	9,0	5,8	4,0	7,1
1903910915.	485	3,8	3,3	2,7	11,4
2003910050.	75	8,6	6,1	3,7	3,9
2103911015.	125	12,0	8,6	4,9	5,6
3004910030.	555	4,8	3,8	2,5	11,4
3004911715.	50	13,2	7,8	-	4,2
3004912000.	130	12,6	8,5	6,7	9,6
0305911800.	60	12,8	8,7	-	4,7
0405911515.	65	10,4	6,9	3,8	3,8
1006911115.	35	15,2	7,6	-	3,8
1006912130.	45	20,5	11,2	-	5,8
1406911700.	30	9,8	-	-	2,6
2006910540.	665	4,6	3,6	2,7	15,6
2006911840.	50	18,4	10,9	-	5,8
2206911510.	55	46,9	24,0	-	12,0
0707912000.	120	36,8	24,0	16,9	17,0
0707912225.	80	40,0	20,3	10,2	10,2
1307912300.	280	8,8	8,0	7,1	16,2
1407910620.	70	8,2	6,2	4,5	4,6
2407911035.	25	15,9	-	-	4,0
2507911135.	55	15,4	8,4	-	4,4
2507911530.	90	30,4	19,3	11,0	11,4
2607911635.	220	37,6	20,5	11,2	16,7
0808910100.	100	7,6	6,2	4,3	5,2
0209910305.	158	7,7	6,1	5,1	6,8
1109911930.	55	73,6	50,0	-	27,2
1109912100.	380	22,4	14,4	12,5	27,1
2209910825.	50	25,3	12,8	-	6,4
2209911250.	45	16,8	9,8	-	5,0
2209911850.	165	32,0	20,2	11,7	13,3
2509911835.	130	16,3	9,1	5,5	7,4
2609910150.	265	11,2	9,0	7,2	18,8
2609910840.	75	9,9	5,9	3,6	3,8
2609911950.	90	20,3	12,1	7,1	8,0
2709910820.	45	14,5	7,6	-	3,8
2909910210.	210	9,8	6,9	4,9	10,8
0510911910.	410	29,6	17,7	11,3	25,8
1410911720.	60	84,0	47,2	-	24,5
1710911925.	175	6,4	5,0	3,7	7,0
1810911835.	170	6,8	6,4	4,5	6,8
1910910110.	95	14,4	10,4	7,4	7,8
0211910320.	265	3,2	3,0	2,9	7,6
0311910500.	120	20,8	11,9	7,0	9,2

0411910015.	45	10,6	5,6	-	2,8
0411911405.	70	19,2	12,3	6,7	6,8
0511911600.	75	7,8	4,6	2,6	2,6
0811912305.	115	18,8	11,4	7,2	8,2
0911911000.	45	10,6	6,0	-	3,0
1111911940.	425	6,8	5,9	4,8	15,2
1211912335.	520	11,0	8,0	6,7	21,4
1311910835.	235	3,8	3,6	3,4	6,6
1411912315.	75	10,4	10,2	7,2	7,4
1712910340.	265	4,1	3,4	3,2	10,2
1812910140.	260	8,9	5,3	4,7	11,4
1912911920.	385	10,0	7,3	5,0	11,0
2112910350.	480	3,0	2,5	2,3	8,6
1001921445.	185	2,9	2,6	2,4	4,4
2001920355.	215	2,8	2,5	2,0	4,7
1302920405.	220	4,8	3,5	2,8	6,6
1203921915.	660	3,6	3,5	3,1	18,0
1303921835.	100	9,9	6,6	4,7	5,2
1303922145.	70	9,2	6,5	4,2	4,2
1503921615.	90	15,6	9,8	6,1	6,2
2203920350.	210	2,8	2,4	2,0	5,2
2203921825.	95	6,1	4,0	2,5	2,6
2403921320.	585	-1,0	-1,0	-1,0	-1,0
0104921605.	65	10,2	7,3	4,0	4,0
1504920050.	140	12,9	7,8	4,6	5,8
1504920950.	205	4,4	2,9	2,3	5,7
1504921620.	90	8,8	5,1	2,7	2,8
0105921925.	130	35,2	32,4	23,1	24,2
2505921450.	95	45,6	23,9	12,0	12,0
2605921415.	365	63,2	40,0	21,5	22,0
2905920910.	190	15,9	8,6	5,1	9,0
0206921650.	30	20,0	-	-	5,0
0506920115.	240	4,8	4,3	3,9	10,2
0506921940.	185	26,4	17,8	13,0	15,4
0606921130.	175	6,9	5,5	4,8	7,6
0806921205.	140	15,2	8,2	4,5	4,8
0906921540.	40	23,6	14,0	-	7,2
0107921125.	30	21,0	-	-	5,4
0207920850.	180	32,8	19,9	12,6	14,8
0307922355.	245	10,0	8,8	6,4	11,0
0407920655.	90	12,0	10,2	7,1	7,6
0407921040.	50	17,6	9,7	-	5,0
0407921240.	30	16,0	-	-	4,2
0407921520.	55	28,2	14,4	-	7,2
0507921400.	55	35,4	18,0	-	9,0
0607920330.	160	7,7	4,0	2,0	2,0
0607920800.	310	6,9	5,6	4,1	10,4
1007921215.	30	24,0	-	-	7,6
1007921625.	40	18,5	9,6	-	4,8
1207920210.	115	8,0	4,7	3,7	4,6

1207921205.	30	8,8	-	-	2,2
1207921535.	25	23,1	-	-	5,8
1607921640.	25	13,6	-	-	3,4
3107921005.	60	13,1	6,8	-	3,6
0908922220.	120	29,0	14,9	7,7	8,0
1108920840.	95	17,6	11,1	6,5	6,6
1108921420.	75	68,8	39,8	21,0	21,0
1408921055.	70	8,2	4,5	2,7	2,8
2008921320.	25	61,2	-	-	15,4
2008921805.	20	14,4	-	-	3,6
2208921320.	30	11,6	-	-	3,4
2208921710.	110	21,8	15,0	9,5	10,0
2308920350.	50	11,4	6,0	-	3,2
2908920530.	95	14,7	9,6	5,9	6,8
2908920935.	25	10,1	-	-	2,6
3108920135.	695	8,2	6,4	4,1	25,4
0409920140.	170	9,6	7,6	4,9	7,5
0409921040.	35	10,8	5,6	-	2,8
1109921600.	75	18,0	9,2	6,1	6,2
0510922005.	230	3,2	2,6	1,8	4,2
0610920245.	185	12,4	8,4	5,8	6,6
0610920620.	190	5,9	4,8	3,7	6,2
1510921110.	235	4,0	3,6	3,1	6,9
2110920055.	50	8,3	4,7	-	2,6
2310921520.	40	13,6	8,2	-	4,2
2410920045.	75	11,9	6,3	3,4	3,4
2410921305.	60	8,4	5,5	-	3,2
2410922220.	895	5,3	4,6	3,3	17,1
2510921505.	115	34,9	20,2	12,7	14,4
2810920310.	370	5,6	5,0	3,7	14,2
1011920450.	170	11,7	7,9	5,7	8,8
1111920320.	530	8,8	5,7	3,7	16,2
1111921350.	20	12,5	-	-	3,4
1211920650.	130	11,2	6,6	3,4	3,8
1211920920.	65	9,6	6,5	3,8	3,8
1511920835.	375	12,4	9,0	7,1	12,6
1611922110.	220	5,9	4,8	3,3	6,8
1711921705.	85	8,8	8,0	5,0	5,0
2211920105.	260	8,8	7,5	5,5	12,2
2611920330.	80	25,1	13,6	7,6	8,0
2911920250.	30	6,5	-	-	1,9
2911920405.	65	10,9	6,3	3,8	3,8
2911920705.	145	9,6	6,7	5,3	9,1
0212921745.	145	8,2	5,2	3,5	5,0
0312921725.	30	9,6	-	-	3,0
0312922030.	100	8,2	4,7	2,8	2,8
0412920710.	145	4,6	4,2	3,5	5,8
0412921135.	215	15,2	7,9	4,5	6,8
1212920440.	250	7,2	4,9	3,6	8,4
2301901600.	780	5,6	4,8	3,4	16,1

2501900400.	480	3,2	2,3	1,9	6,9
2501901300.	240	2,5	1,9	1,3	2,2
0202900300.	330	14,4	10,8	5,8	11,0
0802901500.	270	7,2	6,1	4,6	6,8
1002901200.	585	6,7	4,7	3,1	9,8
1102900100.	180	19,2	11,6	7,2	12,8
1202902000.	585	5,6	4,3	3,1	13,6
1302900600.	420	4,0	2,9	1,8	6,3
1302901400.	330	2,7	2,3	2,0	5,2
1302901930.	300	4,0	3,3	2,6	6,2
1402900030.	420	16,8	11,2	7,8	17,4
1402901000.	660	4,5	3,6	3,1	16,2
1502900000.	540	16,0	9,5	5,7	16,2
2502901800.	105	12,0	8,0	4,7	4,8
2602900915.	405	11,2	8,8	5,3	8,2
2802900600.	600	4,8	4,0	3,6	13,2
0203900330.	870	2,1	1,8	1,6	7,6
2702900400.	360	31,2	18,4	11,5	15,4
2803900900.	660	2,1	1,6	1,5	8,8
0304900745.	315	8,8	5,9	3,7	7,0
1104900500.	105	9,6	6,1	3,5	3,6
1504900100.	450	6,9	6,0	5,8	14,8
2304900330.	135	9,6	7,4	4,6	5,0
2304900715.	75	11,2	7,4	4,0	4,0
2304901100.	60	15,2	8,8	-	4,4
2304901200.	105	11,2	6,9	3,6	3,6
2304901445.	90	14,6	7,6	3,8	3,8
2304901715.	105	19,2	12,6	7,0	7,0
705901500.	75	25,6	13,4	6,8	6,8
905901100.	135	11,5	6,0	3,0	3,0
1005901430.	75	20,8	13,7	7,0	7,0
1105901000.	75	12,0	6,3	3,2	3,2
1505901100.	75	34,5	17,6	8,8	8,8
1505901700.	105	8,0	6,8	5,5	5,8
2105900200.	720	14,8	12,3	7,1	15,8
2305901200.	240	31,2	20,4	10,8	12,6
206900200.	60	23,2	12,8	-	7,0
206900300.	240	16,8	12,8	7,4	10,2
306901600.	375	10,4	6,0	3,3	11,0
706901300.	240	35,2	21,2	11,5	13,4
706902000.	180	10,4	8,0	4,7	5,6
806901800.	90	29,6	17,2	8,9	9,0
806902000.	210	6,4	4,8	3,2	5,1
909901800.	180	-	-	-	0,0
1806900245.	255	11,6	7,2	4,0	4,2
1806901000.	120	5,9	3,2	2,2	2,2
1906901400.	60	11,1	5,9	-	3,0
1906901515.	165	10,2	5,8	3,0	5,4
2006900300.	420	10,4	8,8	7,6	16,2
2706901330.	180	58,4	31,6	21,4	24,4

2906901200.	165	52,0	36,8	22,2	25,2
3006900900.	75	58,4	32,1	16,6	16,6
3006901600.	180	54,5	41,6	21,9	30,6
307900115.	405	5,6	4,5	3,4	9,2
307901115.	300	6,0	4,8	3,2	5,4
507900100.	570	10,7	6,7	3,7	19,4
707901100.	315	7,2	6,0	4,9	8,6
2907900115.	105	13,1	6,8	5,9	6,6
1308901015.	255	44,8	32,4	17,8	19,6
1408900715.	60	16,2	8,4	-	4,4
1408901500.	120	84,8	47,2	24,1	24,2
1608900615.	315	12,0	7,6	5,4	9,6
2608901215.	225	38,4	26,8	17,6	18,2
3008900715.	45	6,7	3,6	-	1,8
3008902115.	645	21,6	15,2	11,4	28,4
409901600.	120	-1,0	-1,0	-1,0	-1,0
609901800.	105	13,8	7,9	4,0	4,0
709901400.	195	30,4	22,8	13,6	14,4
809901715.	45	5,4	2,8	-	1,4
2209900500.	360	10,4	5,6	4,2	8,0
2209901345.	105	44,8	23,1	11,7	11,8
2309901800.	105	24,8	16,8	9,5	9,6
2509900500.	180	7,3	4,0	2,1	3,0
3009901715.	165	7,8	4,3	2,2	2,4
110900000.	285	15,2	10,0	6,2	10,8
110900500.	285	16,8	11,2	8,4	14,4
110901000.	315	7,0	4,3	3,3	8,0
310902330.	-10	11,6	8,8	7,6	16,0
1610900115.	345	8,0	6,4	3,8	5,2
1710902015.	165	14,4	8,8	5,5	6,2
2810900800.	960	5,2	4,7	3,7	17,8
2910900000.	540	8,8	5,4	4,1	11,0
2910901600.	480	5,6	4,0	3,4	12,6
3110901300.	90	7,5	4,0	2,0	2,0
111900500.	135	14,8	8,2	4,2	4,2
1111900400.	405	5,6	4,4	3,6	8,8
1411900300.	465	2,8	2,0	1,4	5,2
1811901345.	195	8,4	5,3	2,9	3,6
2011900800.	465	22,4	16,4	10,3	23,6
2512901845.	255	5,2	4,0	3,3	7,6
2912901400.	102	6,7	4,8	3,9	18,7
3112901800.	120	12,2	7,2	3,9	4,0
401892010.	420	3,2	2,4	2,0	6,8
501892100.	390	4,8	3,6	2,2	5,6
2101892300.	120	11,2	8,0	5,1	5,4
1402890100.	240	5,2	4,3	2,6	4,8
1602890000.	255	3,4	3,2	2,4	6,2
2502891330.	200	4,8	4,4	3,6	6,6
2602890245.	500	4,5	3,2	2,4	9,0
2702890500.	345	4,0	3,7	2,4	5,0

2702891045.	510	6,4	5,2	2,8	6,4
2802890330.	300	7,2	5,2	3,6	6,0
303890930.	270	14,4	11,2	6,8	7,5
803890400.	600	2,6	2,4	2,0	11,5
1503892200.	720	4,0	3,3	2,2	9,4
2203892300.	120	6,4	3,9	3,4	4,2
204890100.	160	7,2	5,1	3,9	5,2
204890430.	120	15,2	9,4	5,5	5,8
204890630.	150	11,5	9,2	7,4	9,0
504890045.	460	2,9	2,5	2,1	9,4
604891600.	240	9,3	5,6	3,0	3,6
704891015.	185	12,0	9,0	4,8	6,6
1204890200.	615	9,6	6,8	5,2	24,2
1204891545.	480	1,8	1,6	1,4	6,6
1704891200.	375	10,8	6,5	5,0	9,3
2204890700.	480	2,1	1,7	1,5	6,2
2604890400.	255	6,0	5,6	5,3	9,8
1005891915.	195	8,8	6,8	5,4	8,0
1205890530.	90	7,7	4,9	2,8	3,0
1205891330.	120	10,6	5,6	3,6	4,0
1305890530.	240	10,7	5,9	3,2	4,2
2705891520.	175	62,4	32,7	17,7	19,8
2805891800.	150	16,8	10,5	5,4	8,4
3005891030.	180	88,8	51,2	44,8	46,8
3005891545.	75	48,8	25,4	12,8	12,8
206892200.	240	8,0	6,8	5,5	7,2
706891400.	285	9,6	7,4	4,6	9,6
1006891215.	45	19,6	10,0	-	5,0
2206890215.	45	12,8	6,8	-	3,4
2206892215.	135	10,4	9,6	7,7	8,3
2606892000.	240	8,8	5,0	3,3	6,6
3006890200.	575	18,4	14,6	8,2	14,6
3006891700.	60	16,0	10,0	-	5,0
807890510.	110	29,6	15,4	7,8	7,8
807890800.	60	10,7	5,6	-	2,8
807891500.	90	22,4	12,0	6,2	6,2
807891700.	660	21,7	11,7	6,2	15,0
2307890430.	60	18,2	9,5	-	4,8
2407891115.	165	37,6	28,4	15,4	16,2
3007891800.	180	4,3	4,0	3,2	5,6
608890500.	75	15,6	8,1	4,2	4,2
608891100.	375	50,4	36,8	19,6	24,0
708892045.	150	87,2	50,0	27,2	28,2
1608890230.	120	35,2	18,2	9,2	9,2
1608891730.	180	7,6	5,8	4,8	8,4
2608891400.	270	29,6	15,6	11,8	14,6
2608891900.	180	17,7	9,5	5,4	6,2
1309890900.	360	30,4	15,5	8,9	10,6
1509890600.	660	6,4	4,9	3,6	20,4
2309890015.	135	30,4	18,8	11,5	12,4

710892245.	285	10,4	6,1	4,2	8,6
3010890300.	240	8,8	6,9	5,0	8,5
3110890500.	720	4,8	4,3	2,4	6,6
111890215.	195	6,6	4,8	3,9	6,6
211891900.	135	11,2	8,8	6,5	6,8
311890300.	240	6,4	4,8	3,9	5,9
411891500.	600	8,8	6,4	4,1	8,6
1312890500.	300	4,0	3,3	2,9	6,6
1412891615.	315	18,4	14,0	10,2	14,0
1512890400.	420	9,6	9,2	7,1	19,2
1612892230.	240	26,7	15,2	9,3	11,9
1812891630.	240	14,4	10,0	7,8	18,8
2112892300.	300	6,4	5,2	4,1	9,0
2212891400.	300	12,8	10,6	6,6	10,9
2312891600.	180	5,9	4,5	3,5	5,6
201881700.	75	11,6	7,0	4,3	4,9
401880615.	105	6,0	5,2	4,1	5,8
70188100.	45	8,8	6,5	-	3,4
1701880245.	95	8,0	6,8	6,5	7,9
2601881440.	55	8,0	6,8	-	3,6
102882000.	50	12,8	7,6	-	4,0
302880045.	175	8,8	8,0	5,8	13,0
502881645.	148	3,8	2,4	-	1,3
802881050.	110	8,8	6,4	5,3	7,2
902881415.	60	13,6	7,6	-	5,3
902881900.	30	10,4	-	-	3,2
1102880120.	55	11,5	6,6	-	3,8
1202880500.	160	9,6	8,4	6,9	13,0
1503882315.	75	11,2	7,2	5,2	5,8
1603881430.	30	19,2	-	-	5,3
1603882300.	165	7,5	6,3	5,0	9,3
2303881600.	60	12,0	9,0	-	5,2
2503880300.	225	8,0	7,2	6,4	14,4
2503880830.	150	23,2	13,2	7,4	9,8
2603881515.	60	11,2	8,1	-	4,4
1704881200.	35	14,1	7,6	-	3,8
1704881700.	40	22,4	12,1	-	6,1
205881950.	85	7,2	6,0	5,1	6,0
1105880230.	100	16,0	13,2	7,9	9,0
1605881545.	45	30,4	21,2	-	11,6
1605882210.	65	51,2	36,0	19,0	19,0
1705881450.	70	70,4	39,8	20,1	20,2
1705881630.	210	78,4	58,0	30,8	49,7
1905881250.	80	23,2	12,0	6,8	7,2
2605880350.	140	78,4	52,8	29,1	30,7
2905881020.	150	24,8	15,8	8,2	10,2
3005881340.	125	30,4	20,8	11,3	11,4
3105881520.	155	10,4	6,5	3,8	5,2
1106881730.	45	17,6	9,2	-	4,6
1106882015.	255	59,2	41,6	36,4	52,6

1206881450.	135	74,4	46,4	29,4	30,4
2706881515.	60	69,6	51,6	-	29,0
2806881030.	80	67,2	35,6	18,6	18,7
2906882000.	65	56,0	42,8	22,9	23,0
107880430.	45	11,5	6,3	-	3,2
107881330.	75	60,0	36,4	19,4	19,6
407881930.	30	13,7	-	-	3,6
507880650.	70	9,0	6,4	4,4	4,7
1407882140.	115	12,8	11,6	10,0	13,2
1507880130.	40	7,6	5,6	-	3,0
1507881515.	305	7,7	5,2	3,6	9,0
2407880125.	45	48,0	27,7	-	14,4
2407880745.	95	10,4	6,0	3,7	4,6
108881730.	30	19,5	-	-	5,0
108881920.	25	20,5	-	-	5,2
108882050.	40	11,7	8,9	-	4,6
1908881500.	105	25,6	14,6	7,7	10,2
2008881645.	30	24,5	-	-	6,4
2508880040.	200	22,2	12,3	6,9	12,7
109881730.	25	8,8	-	-	2,5
509880330.	35	7,5	4,0	-	2,0
1409881250.	40	15,6	9,8	-	5,0
1409881725.	35	12,4	6,4	-	3,2
1409881950.	35	6,2	3,4	-	1,7
1609881300.	45	17,6	9,4	-	4,8
510881630.	35	17,0	9,6	-	4,8
510881840.	65	19,2	12,0	6,8	6,8
610882130.	150	24,8	14,2	8,2	11,6
710881430.	100	9,7	5,2	4,4	5,2
1910880150.	25	6,8	-	-	1,8
2810880300.	35	7,0	4,5	-	2,4
2910880315.	75	17,6	10,1	5,4	5,4
1811880215.	80	7,2	5,6	4,1	4,2
1811880945.	65	9,9	5,8	3,6	3,6
2011881300.	280	4,4	4,0	3,4	10,5
412880450.	535	4,5	3,9	3,6	18,6
412881735.	220	35,2	20,1	10,4	15,0
512881235.	280	10,4	9,2	8,6	21,0
1212880900.	50	9,2	5,7	-	3,4
1912881430.	120	14,4	10,1	6,4	9,0
101871030.	135	15,2	10,6	5,7	6,0
101872140.	30	12,9	-	-	3,6
201870435.	105	10,0	7,7	6,0	6,6
301870300.	115	8,8	6,6	4,8	5,0
501871815.	70	6,8	5,6	3,6	3,6
1002870445.	135	7,5	4,7	2,8	4,2
1002870815.	80	6,7	3,9	2,2	2,4
2702872000.	130	14,4	9,2	6,2	8,0
2802870000.	90	12,4	7,6	4,6	4,8
2802871700.	95	11,3	8,9	5,6	6,0

2703872315.	75	8,8	6,0	3,6	3,7
704871525.	75	8,0	7,0	5,6	5,8
1104871650.	55	10,1	6,0	-	3,2
405870145.	665	4,0	3,9	3,3	19,8
1205871200.	465	22,4	14,4	8,7	18,6
1205872140.	30	9,9	-	-	3,0
1305870515.	85	17,6	10,8	6,5	7,0
2105870510.	350	9,3	5,8	3,1	9,9
2705871525.	185	4,8	3,3	3,0	5,6
3105871000.	175	19,2	15,4	10,2	11,4
306871730.	170	20,0	11,6	5,8	8,6
706870350.	235	8,2	4,9	3,7	7,6
1206871220.	40	26,4	14,4	-	7,2
1306870450.	110	11,2	7,8	4,9	5,6
1306870700.	85	22,4	16,1	8,8	8,8
1306871550.	50	35,8	18,8	-	9,6
1306871745.	35	26,1	14,7	-	7,4
1406871455.	230	8,3	5,6	4,0	7,4
1506870015.	340	8,0	6,8	5,9	15,8
1506871740.	125	16,0	9,6	5,0	5,0
1506872050.	80	9,0	6,6	6,4	6,4
1606871700.	35	8,2	4,6	-	2,4
1706871850.	190	12,8	7,5	5,0	6,5
1906871200.	80	15,2	8,3	4,3	4,4
2006871200.	80	8,0	6,6	3,6	3,6
2006871535.	80	4,5	4,1	2,4	2,4
2406871600.	25	16,1	-	-	4,2
2606870440.	160	40,0	24,8	15,6	22,8
2606871540.	140	52,0	30,8	20,4	20,8
707870605.	130	27,2	20,8	12,4	12,8
707871430.	105	15,2	12,4	7,6	8,0
707872345.	105	86,4	54,0	28,0	28,4
807871210.	50	20,0	10,3	-	5,2
1607871720.	40	15,4	8,0	-	4,0
1907871900.	110	16,0	10,8	5,8	6,6
2007871415.	35	13,6	8,0	-	4,0
2007871525.	45	18,4	12,8	-	7,0
2107870045.	45	8,8	6,0	-	3,2
2207870950.	95	24,0	12,6	6,4	6,6
2207871530.	70	47,2	24,7	12,4	12,4
2507872140.	55	18,4	12,0	-	6,4
3007871325.	40	9,0	4,8	-	2,4
308871500.	40	12,0	7,2	-	3,7
308872220.	160	16,8	9,7	5,2	8,6
908870350.	100	9,9	6,2	3,7	4,4
1808870135.	115	40,8	28,4	15,0	15,4
2208872220.	30	24,8	-	-	6,3
2208872330.	25	12,0	-	-	3,0
2308870135.	95	9,6	7,0	4,2	5,0
2508871500.	40	17,2	9,6	-	4,8

2708871000.	45	22,4	11,2	-	5,6
109871535.	45	10,5	6,4	-	3,4
809870135.	55	12,8	9,8	-	6,2
2409871735.	35	9,4	5,6	-	2,8
610871040.	35	12,0	6,4	-	3,2
610871635.	130	27,2	15,5	8,0	15,6
610872150.	70	8,8	5,6	4,1	4,2
810870340.	80	16,0	9,2	5,8	6,0
810870710.	50	12,8	9,6	-	5,0
810871100.	20	17,1	-	-	4,4
810871450.	30	13,7	-	-	3,8
810872230.	75	10,1	6,8	4,0	4,0
1110872020.	635	4,0	3,5	3,1	19,6
1410872015.	195	4,2	3,5	2,9	6,8
2610870140.	180	5,3	4,4	3,0	6,1
1311871400.	75	28,0	15,4	8,2	8,2
1611872045.	60	16,8	11,2	-	7,2
1911872150.	120	5,1	4,3	3,6	5,4
612870400.	540	3,0	2,8	2,6	14,8
1812872015.	135	16,0	11,5	8,6	10,0

**ANNEXE 2**

**COURBES INTENSITE-DUREE-FREQUENCE POUR 15  
PLUVIOGRAPHES DE L'AGGLOMERATION NANCEIENNE**

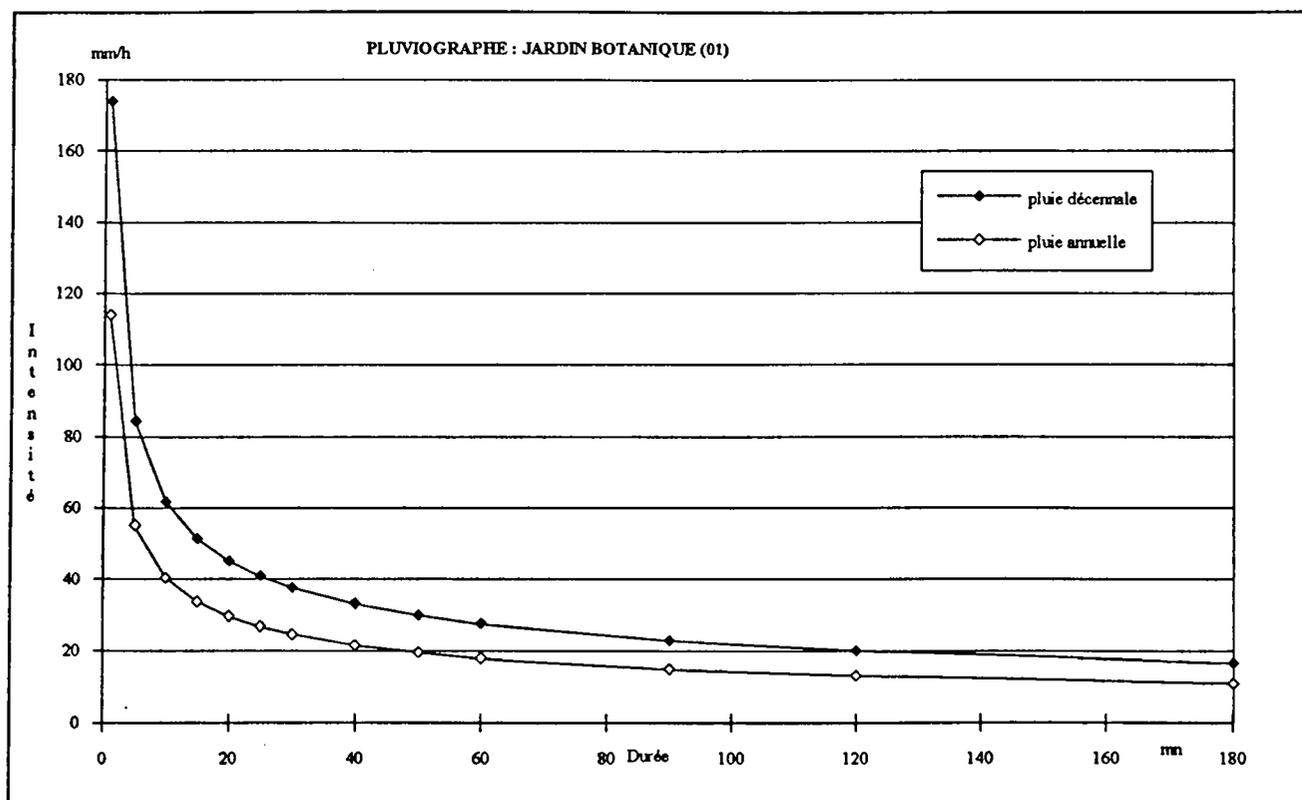


Fig.1 : Courbes intensité-durée-fréquence pour le pluviographe N° 1

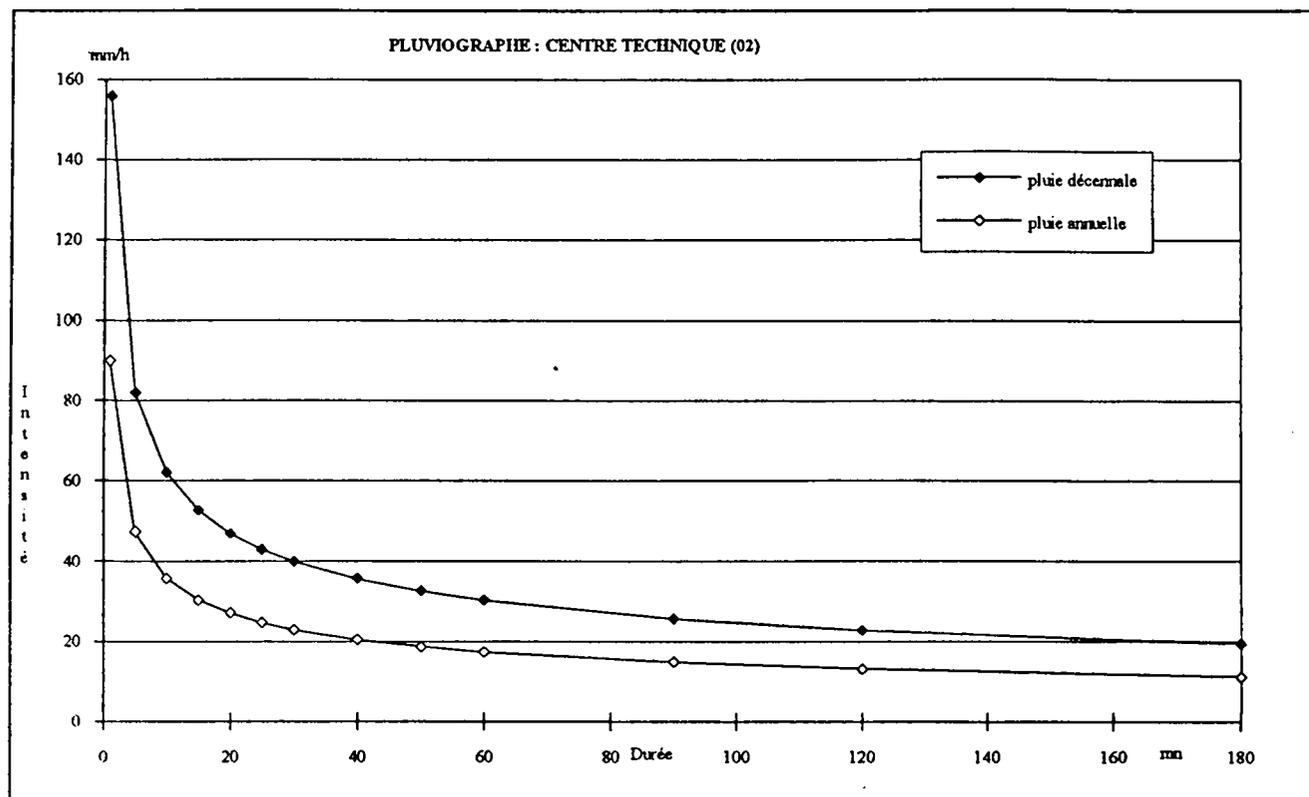


Fig 2 : Courbes intensité-durée-fréquence pour le pluviographe N° 2

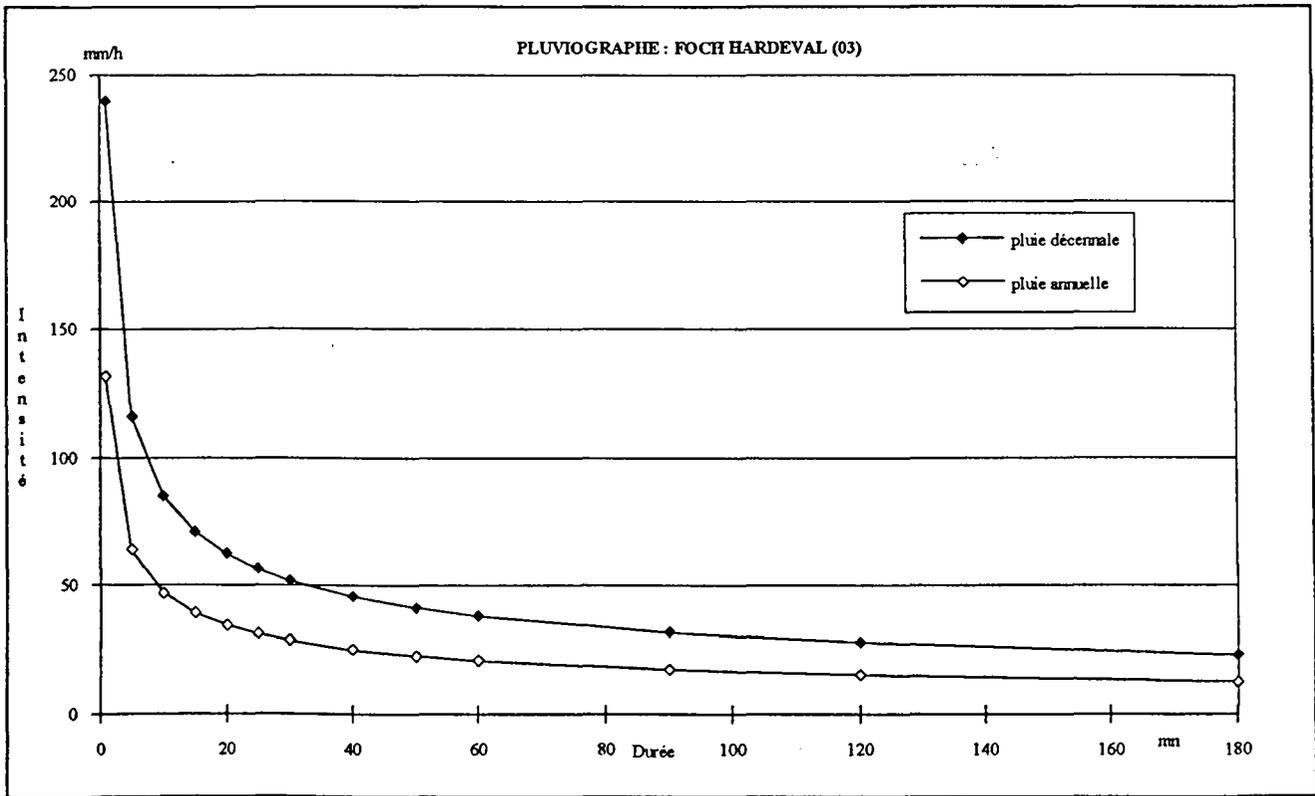


Fig 3 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 3

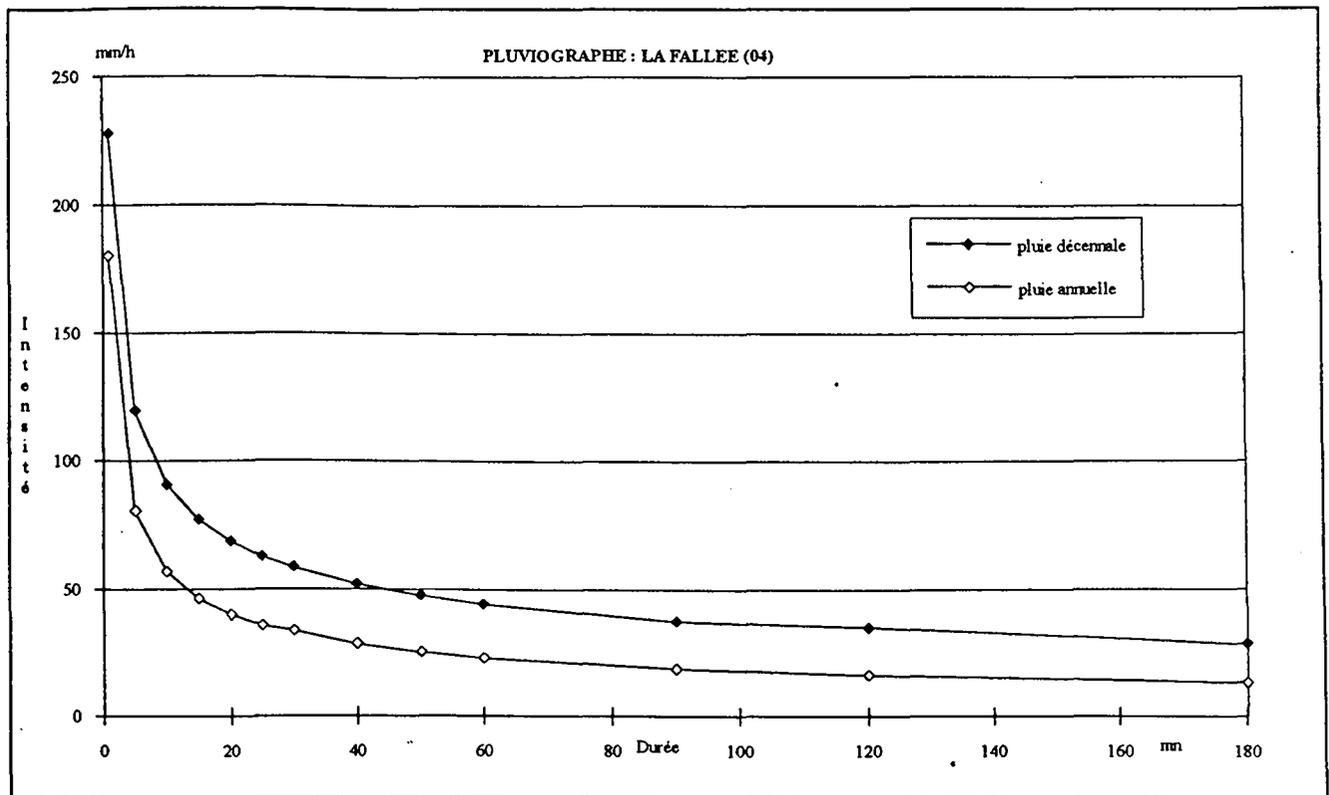


Fig 4 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 4

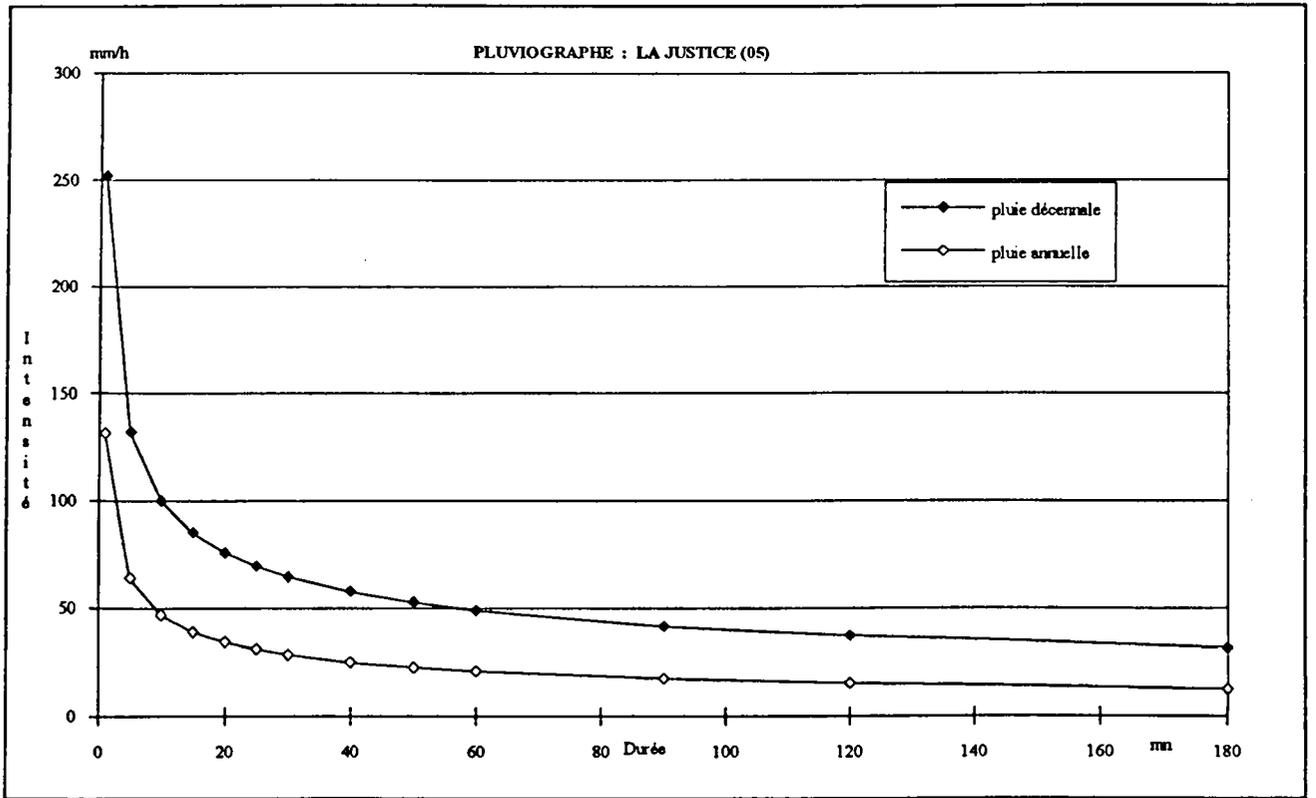


Fig. 5 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 5

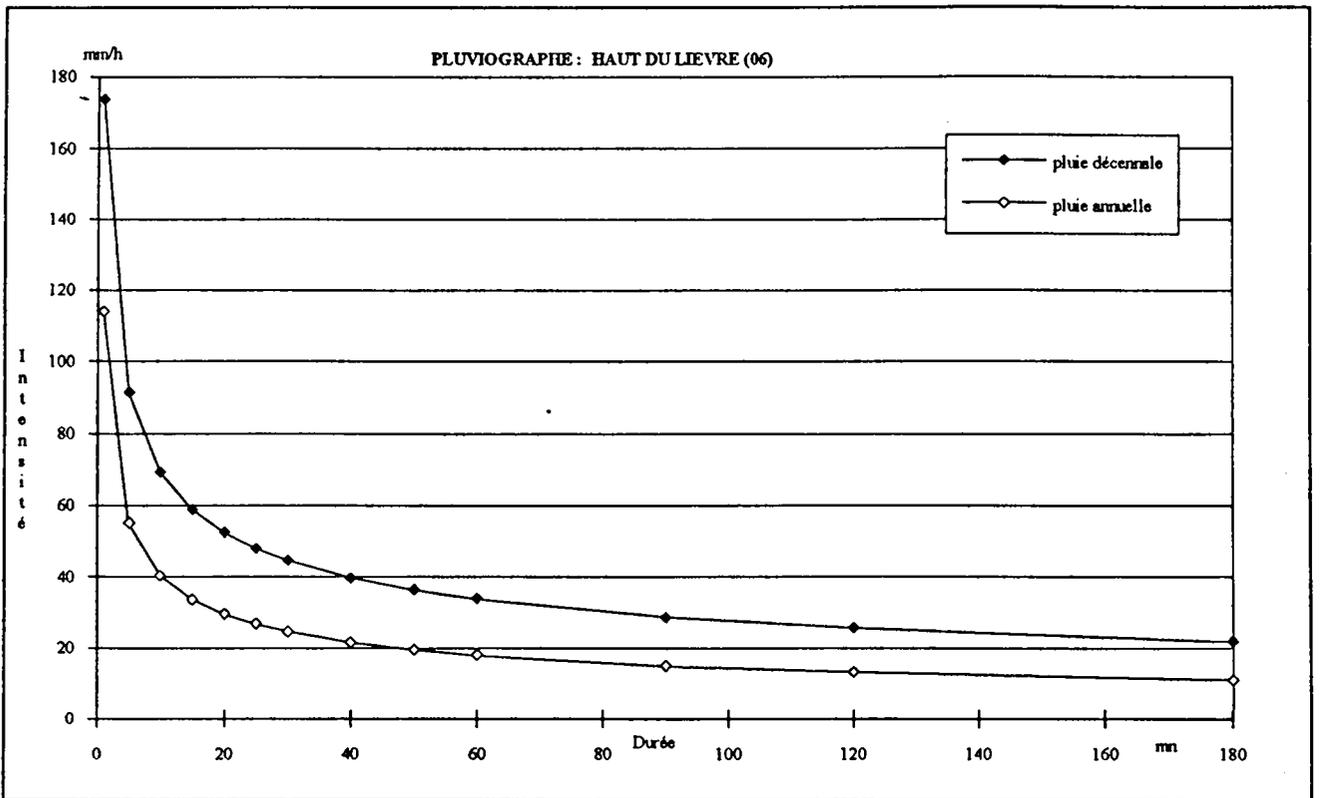


Fig. 6 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 6

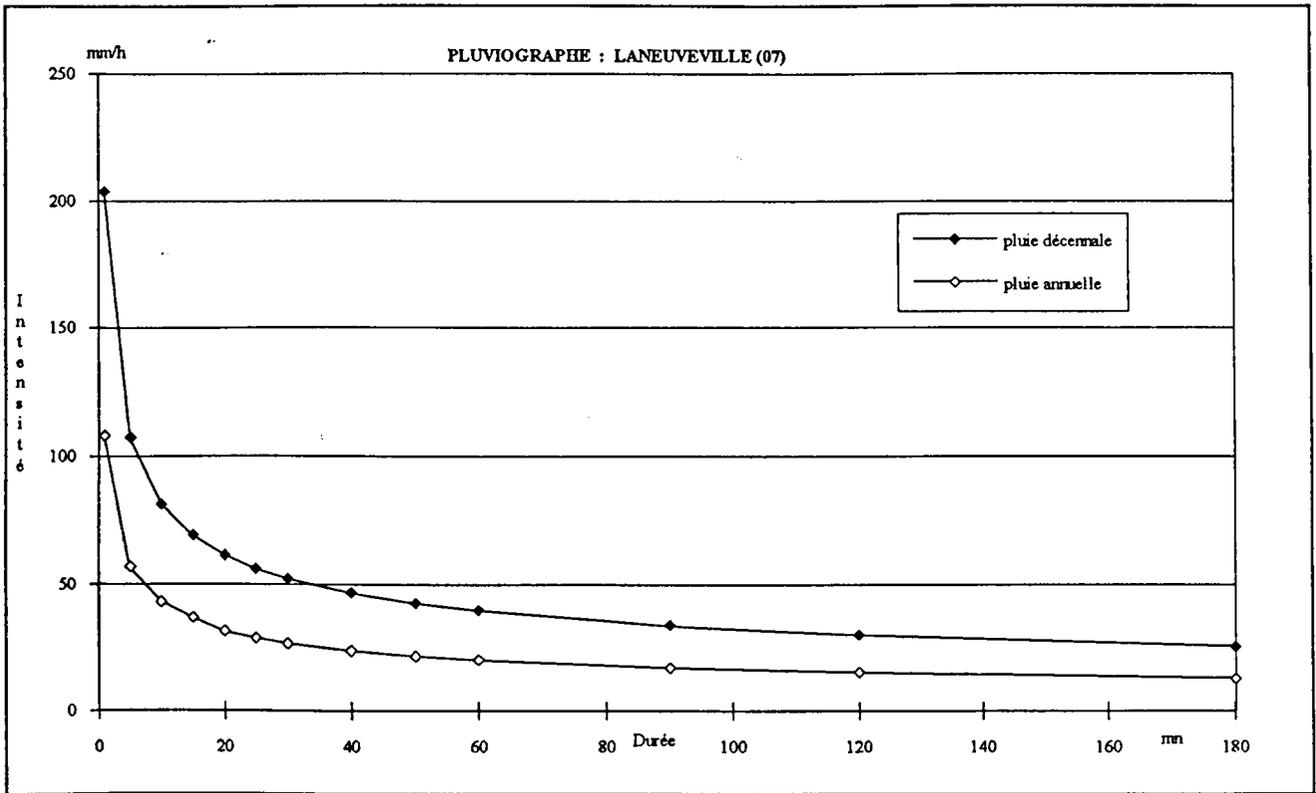


Fig. 7 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 7

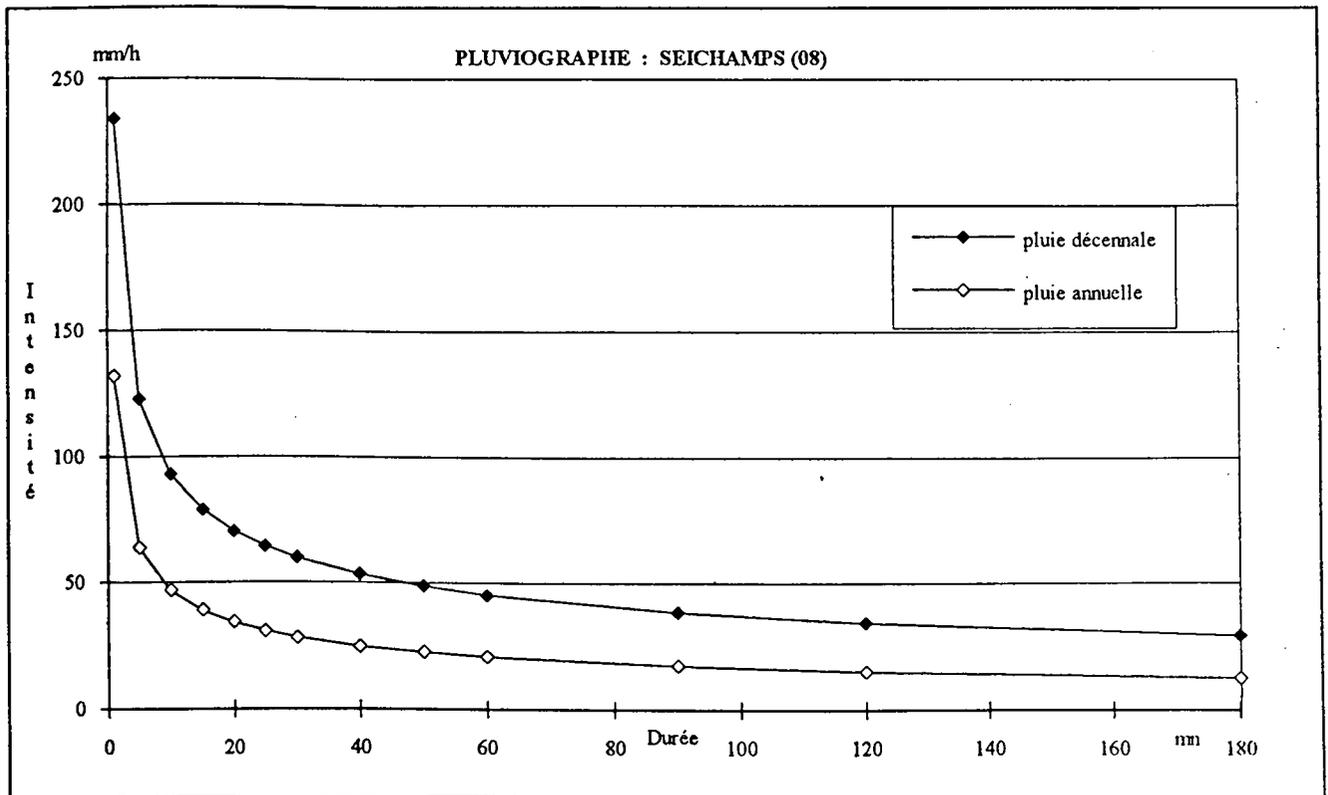


Fig. 8 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 8

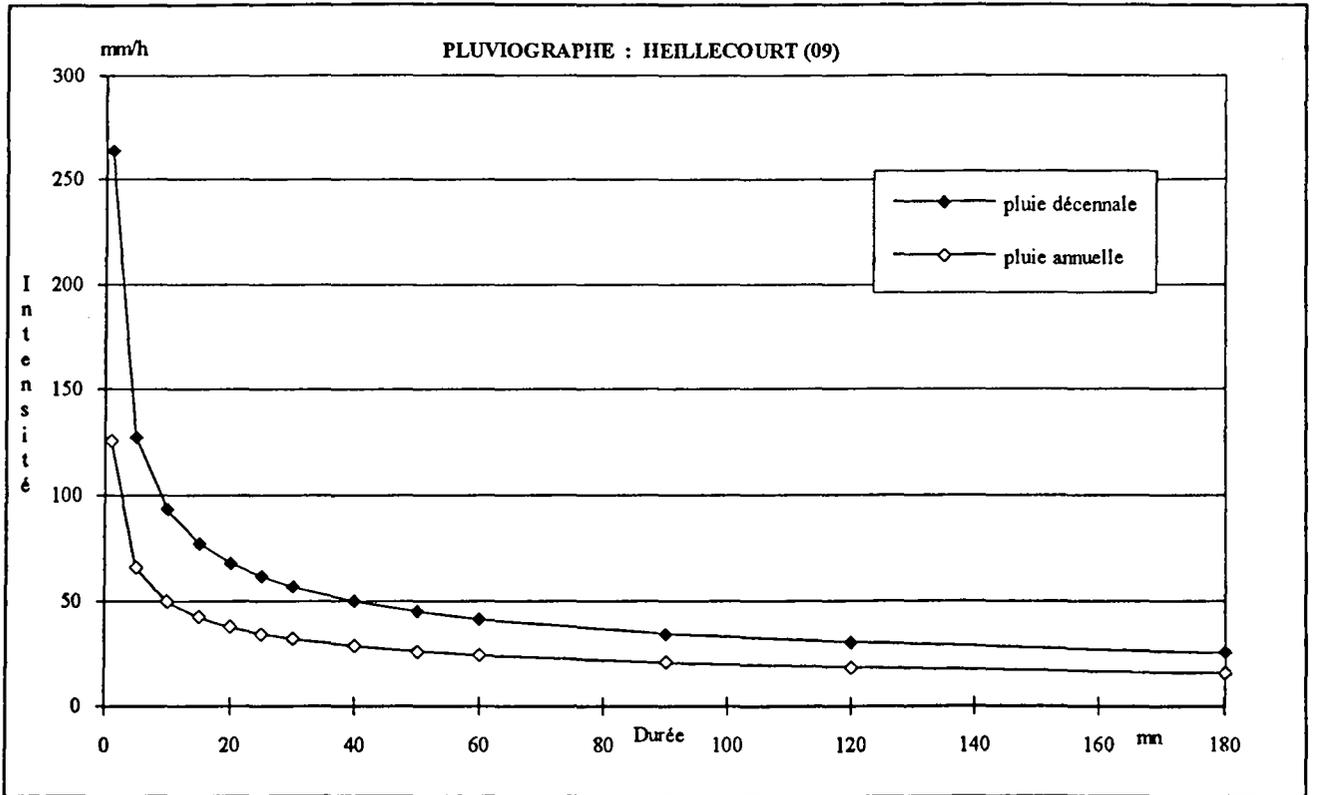


Fig. 9 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 9

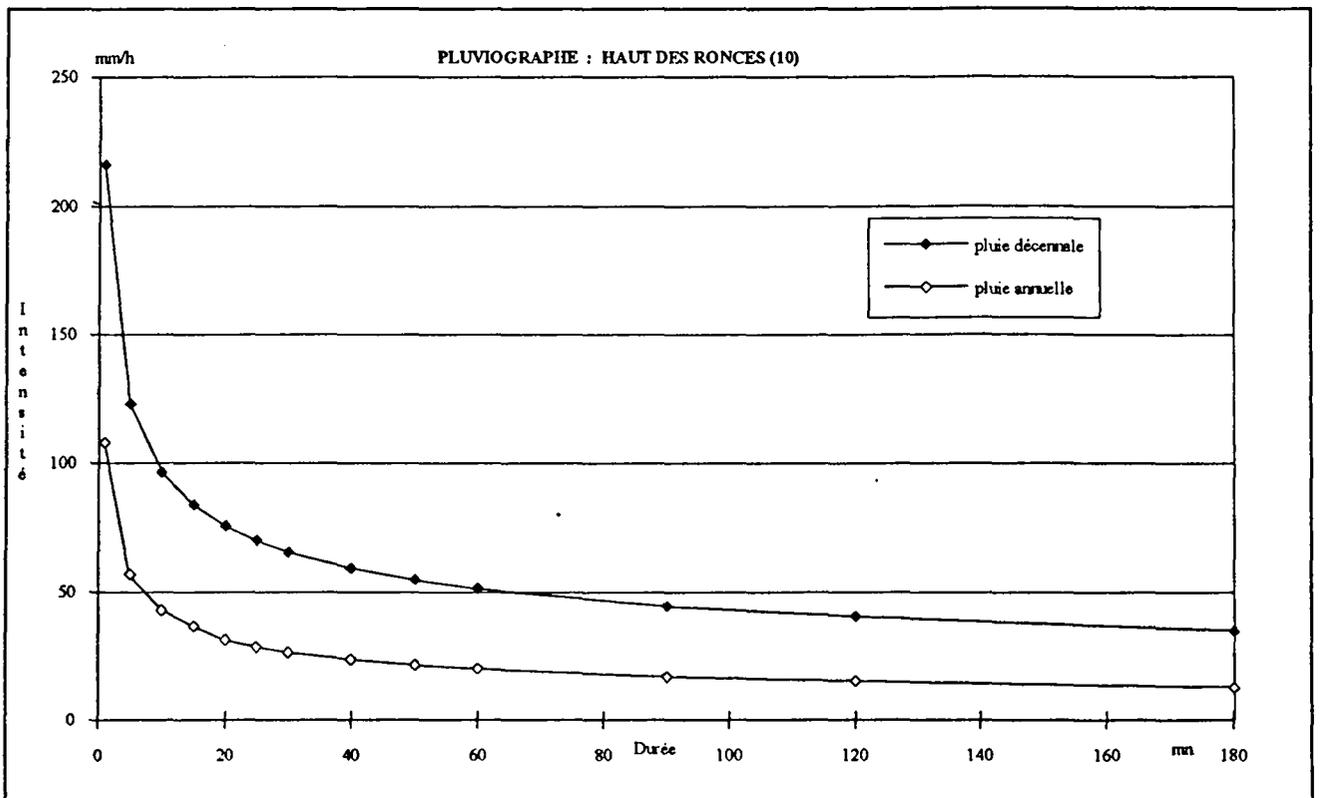


Fig. 10 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 10

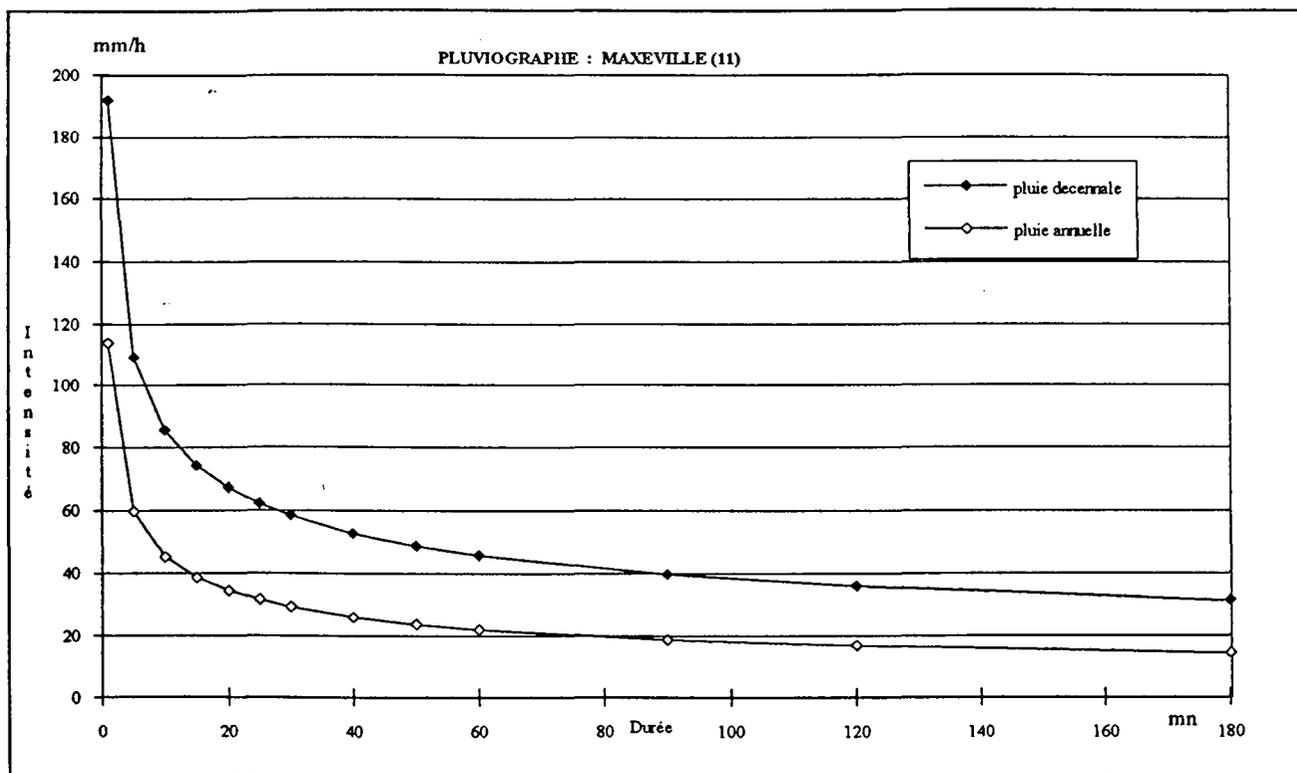


Fig. 11 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 11

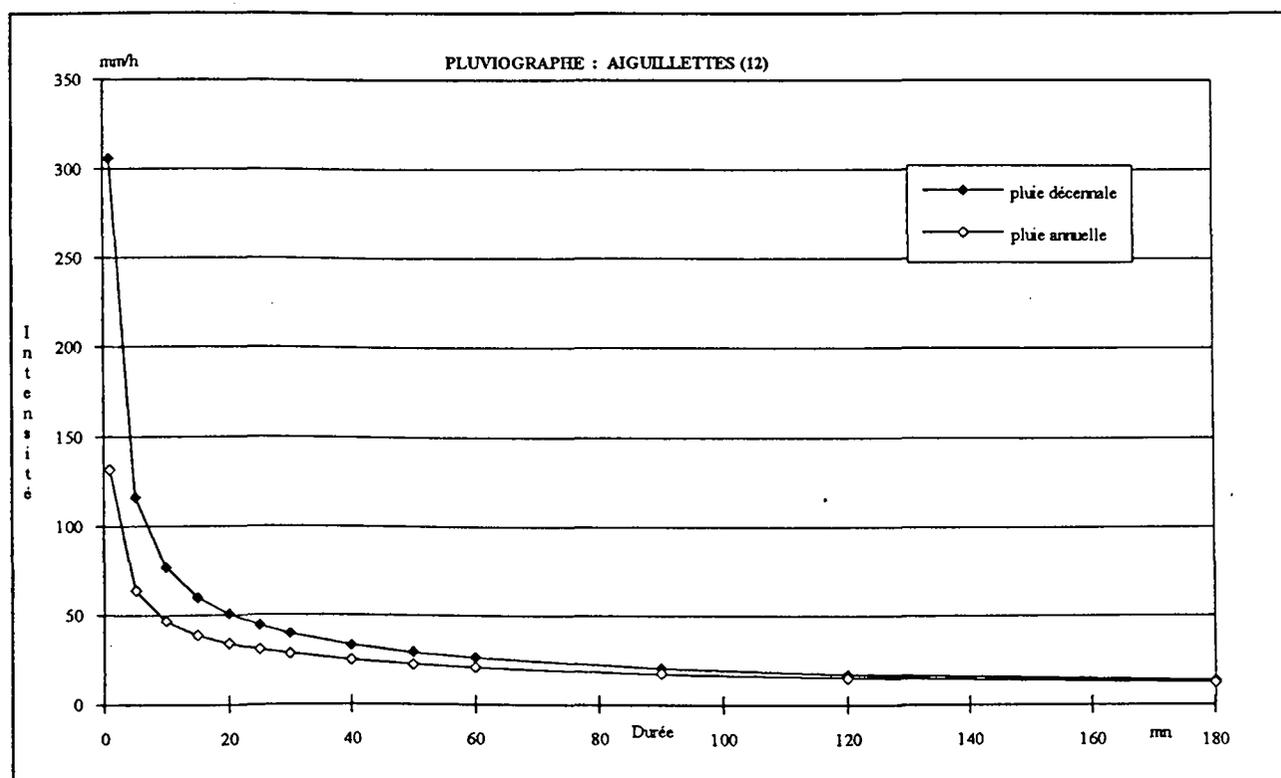


Fig. 12 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 12

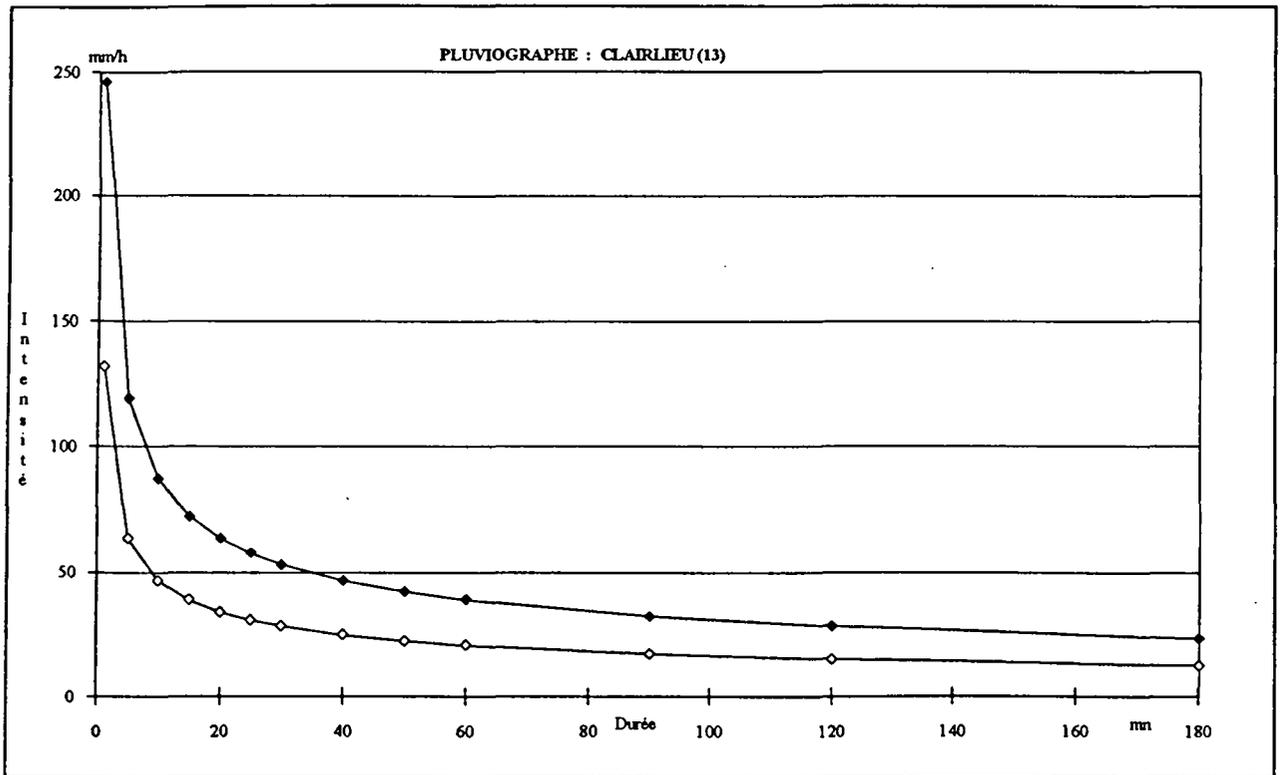


Fig. 13 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 13

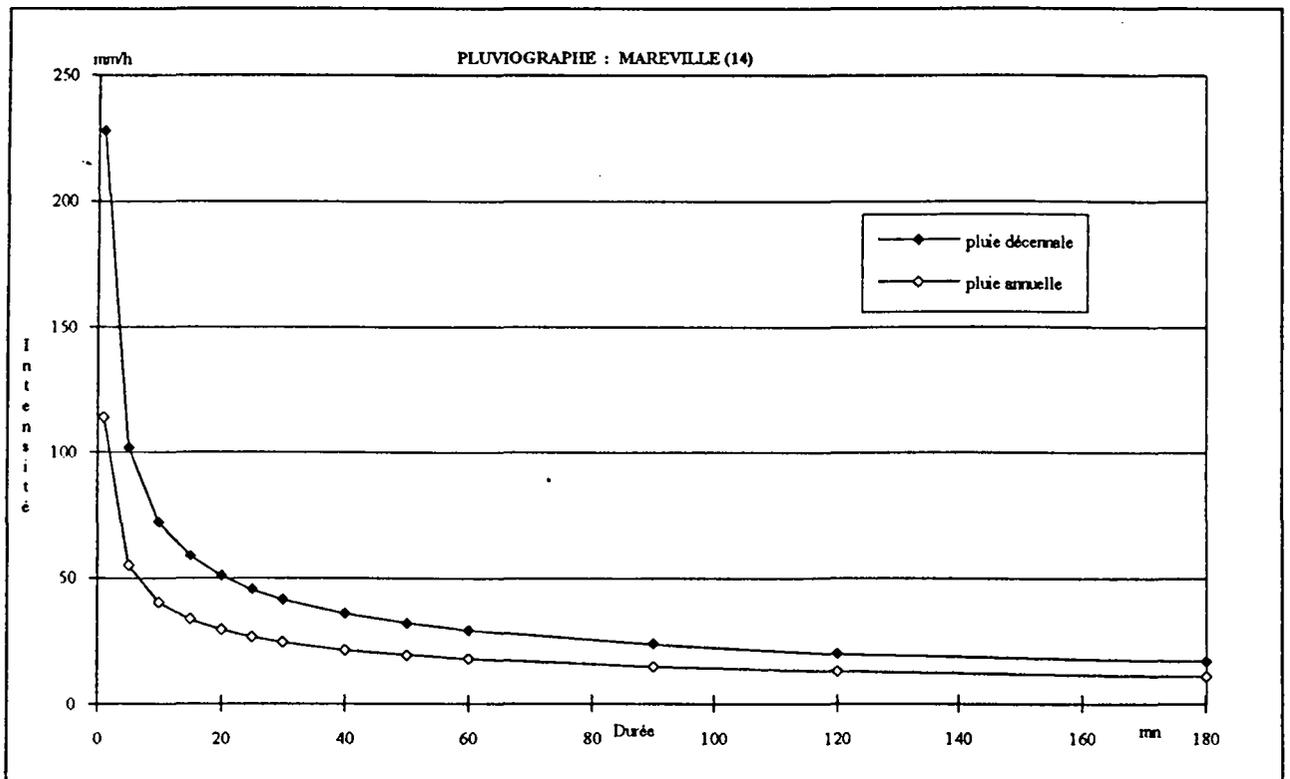


Fig. 14 : Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 14

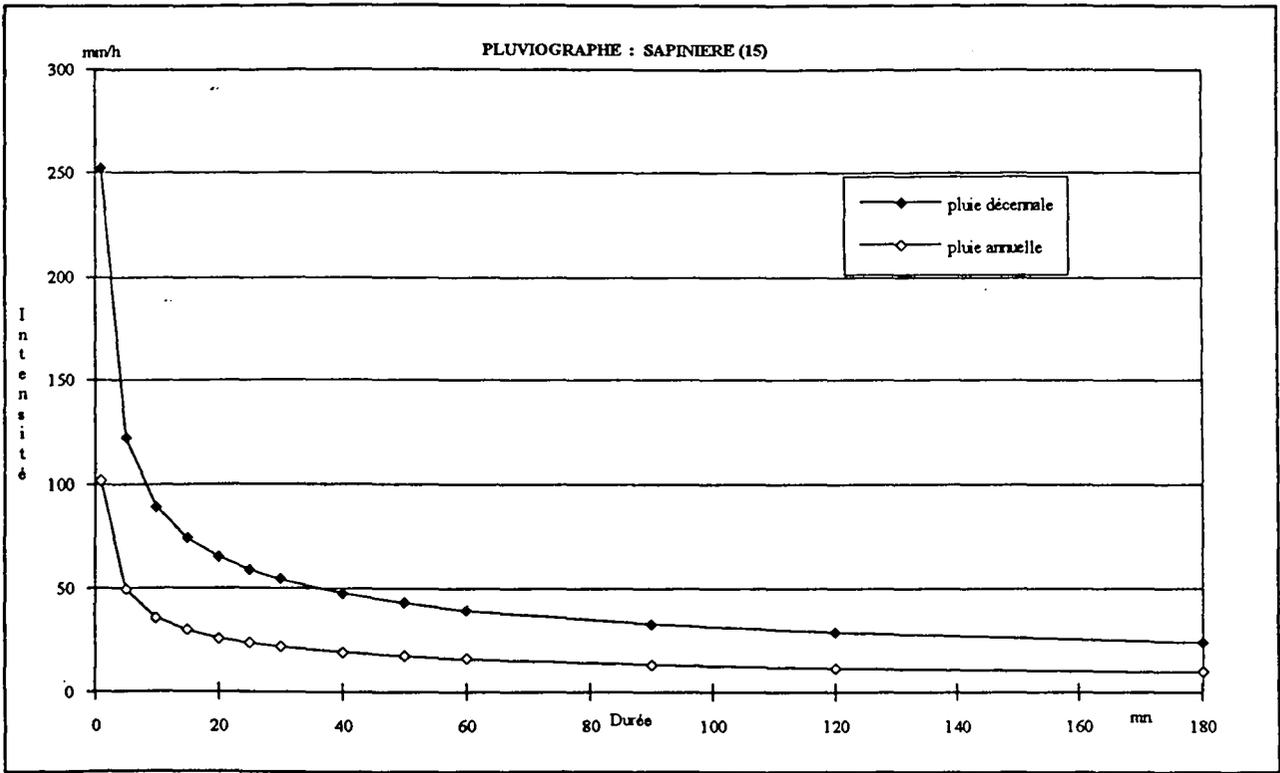


Fig. Courbes intensité-durée-fréquence: pluviographe N° 15

