

Résumé :

La communauté urbaine de Lyon a installé dès 1985 un réseau dense de pluviomètres enregistreurs sur son territoire. Elle dispose aujourd'hui de plus de vingt ans d'observation sur une trentaine de postes. Les méthodes de régionalisation permettent d'utiliser ces données pour calculer les intensités pluvieuses associées à de grandes périodes de retour (plusieurs centaines d'années). Après avoir étudié la variabilité de l'aléa pluvieux sur le territoire nous avons ainsi pu construire par une méthode originale des courbes Intensités-Durées-Fréquences spécifiques au territoire urbain du Grand Lyon pour des périodes de retour de 6 mois à 800 ans. Malgré la grande incertitude associée à ces courbes, l'intérêt de l'étude est de bien mettre en évidence l'énorme différence entre la probabilité d'observer un événement rare en un point particulier du territoire du Grand Lyon et celle de l'observer en un point quelconque du même territoire. La méthode est généralisable sans difficulté à n'importe quelle autre site disposant de mesures.

■ **Introduction :**

En matière d'assainissement pluvial, l'une des questions les plus difficiles que doivent traiter les maîtres d'ouvrage consiste à évaluer aussi objectivement que possible les risques de dysfonctionnement des ouvrages qu'ils ont à gérer. Les pluies intenses étant à l'origine de ces risques, la connaissance de l'aléa pluvieux constitue un point de départ incontournable. Beaucoup de villes ont ainsi installé des réseaux de pluviomètres pour mieux connaître les caractéristiques locales de l'aléa pluvieux. La difficulté est l'on s'intéresse à des événements rares et qu'il est donc nécessaire de disposer de longues durées d'observation. Sous certaines conditions, il est cependant possible de réduire la durée d'observation en augmentant le nombre de points de mesure. Cette fiche présente une méthode permettant de réaliser un tel traitement ainsi que les résultats obtenus sur l'agglomération lyonnaise.

■ **Cadre Général :**

Lorsque l'on dispose de plusieurs pluviomètres sur un même territoire, on augmente bien évidemment la probabilité d'observer des intensités de pluie plus fortes sur une même période de mesure. Cette augmentation de la probabilité peut se mesurer en utilisant la notion de coefficient d'épicentrage. De façon générale, on définit le coefficient d'épicentrage, pour une certaine période de retour T, comme le rapport de l'intensité maximale susceptible d'être dépassée en un point quelconque d'un territoire de surface S pour une durée d, à l'intensité susceptible d'être dépassée pour la même durée sur un point particulier de ce même territoire :

$$K = I_{\max}(T, d, S) / I(T, d, S)$$

Le calcul de ce coefficient implique bien évidemment que l'on fasse l'hypothèse de l'homogénéité de l'aléa pluvieux partout sur le territoire. Il implique également, pour réaliser les ajustements statistiques nécessaires, que l'on soit capable de mesurer les valeurs locales de I et les valeurs de I_{max} (maximum de I sur le territoire) pour tous les événements observés sur une certaine durée. La connaissance exacte de I_{max} est bien évidemment impossible, sauf à couvrir la totalité du territoire de pluviomètres. Cependant, plus on augmente le nombre de pluviomètres et plus la plus forte valeur mesurée sur l'ensemble des postes se rapproche de la valeur de I_{max}. Il est donc possible d'utiliser les mesures obtenues sur l'ensemble des postes (Cf figure 1) pour allonger artificiellement la durée de mesures et calculer les valeurs locales d'intensité susceptibles d'être observées pour de grandes périodes de retour.

■ **Contacts :**

Bernard CHOCAT, LGCIÉ, INSAL, 69621 Villeurbanne Cedex, France Tel : 04 72 43 81 89, Fax : 04 72 43 85 21, E-mail : Bernard.chocat@insa-lyon.fr

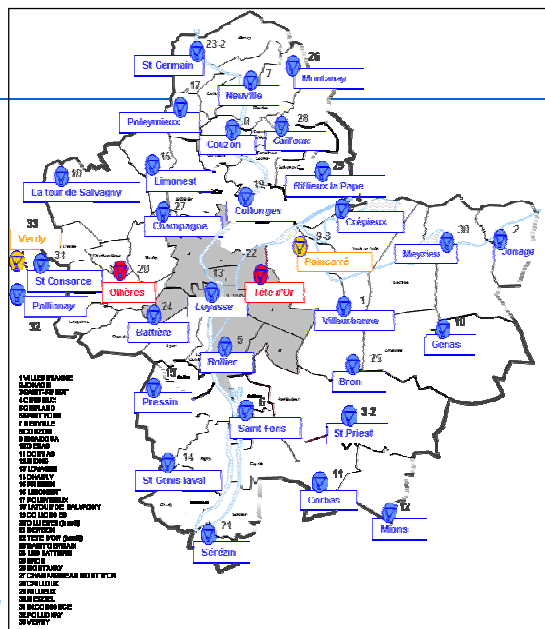


Figure 1- Position des pluviomètres du Grand Lyon

Objectifs spécifiques de l'étude

Dans notre cas, nous voulons donc utiliser les informations recueillies sur les différents postes de mesure du réseau du Grand Lyon pour évaluer l'intensité susceptible d'être dépassée sur un point particulier pour de grandes valeurs de T (méthode dite de régionalisation). Nous utiliserons pour ceci une autre définition du coefficient d'épicentrage :

$$K' = I_{\max}(T, d, n) / I(T, d)$$

Avec : $I(T, d)$ = intensité susceptible d'être dépassée sur un pluviomètre particulier du territoire du Grand Lyon pour une durée d et une période de retour T.

$I_{\max}(T, d, n)$ = intensité susceptible d'être dépassée sur l'un quelconque des n pluviomètres du territoire du Grand Lyon pour une durée d et une période de retour T.

En pratique, nous souhaitons utiliser un ajustement de I_{\max} pour calculer des valeurs de I pour des périodes de retour T supérieures à la durée d'observation. Pour ceci nous allons supposer que faire des mesures pendant N années sur n postes revient à faire des mesures pendant N' années sur un poste et essayer de relier la valeur de N' à celles de N et K'.

Si on augmente la durée d'analyse (donc la période T), la probabilité d'observer une intensité I dépassant un seuil donné sur un pluviomètre particulier p augmente pour deux raisons :

- Le nombre total d'événements pour lesquels l'intensité maximum I_{\max} dépasse un seuil donné sur l'un quelconque des pluviomètres augmente et la probabilité que le pluviomètre où l'intensité est maximum soit justement le pluviomètre p est constante ($= 1 / n$ avec l'hypothèse d'homogénéité du territoire et donc d'isoprobabilité).
- La probabilité d'observer un événement pour lequel l'intensité maximum I_{\max} dépasse un seuil donné augmente, et pour une même distance entre le pluviomètre p et le pluviomètre où l'intensité est maximum, la valeur de I augmente avec I_{\max} (hypothèse de décroissance de l'intensité lorsque l'on s'éloigne du point où elle est maximum).

Si seule la première cause jouait, les calculs seraient très simples. Mesurer la pluie sur n postes pendant N années serait strictement équivalent à mesurer la pluie sur 1 poste pendant $n \times N$ années. C'est le principe de la méthode dite des années-stations, qui suppose de fait que les mesures faites sur les différents postes sont indépendantes.

En réalité augmenter le nombre de postes augmente la probabilité d'observer une valeur maximum d'intensité proche de la valeur maximum locale mais pas celle d'observer une grande valeur maximum locale. Autrement dit on va mieux mesurer les événements qui se produisent mais on ne va pas mesurer plus d'événements rares.

Une technique couramment utilisée pour pallier cet inconvénient consiste à rechercher un nombre équivalent de postes indépendants n' (inférieur au nombre total de postes n). La durée théorique d'observation correspondant au N années est alors égale à : $N' = n' \times N$. La difficulté réside dans le calcul de n' .

Les avancées de l'OTHU

Nous avons commencé par construire les courbes IDF associées à chacun des pluviomètres et à analyser la variabilité de l'aléa pluvieux sur le territoire de la Communauté urbaine. Cette étude préliminaire a permis de montrer qu'il existait très vraisemblablement une augmentation de l'aléa pluvieux selon un axe général Sud-Ouest -> Nord-Est. Cette augmentation est à mettre en relation avec une augmentation de même orientation à l'échelle régionale. Elle est probablement due à des causes différentes, à la fois régionales (effets du relief) et locales (renforcement des pluies, se déplaçant en général dans la même direction générale Sud-Ouest -> Nord-Est lors de leur passage sur l'agglomération). Elle a également permis de montrer que, comparée à la variabilité inter-site et interannuelle, la régularité de ce gradient était insuffisante pour être exploitable.

Nous avons donc retenu le principe d'utiliser une courbe IDF moyenne identique pour toute l'agglomération. Cette courbe a été obtenue en faisant la moyenne des ajustements sur chacun des postes. Du fait de la durée d'observation, cette courbe IDF permet de calculer les valeurs locales d'intensité correspondant à des périodes de retour au maximum égales à 20 ans.

Pour calculer les intensités associées à des périodes de retour plus grandes, nous avons construit une série virtuelle de données, dite du pluviomètre équivalent, en utilisant pour chaque pluie et chaque période d'analyse l'intensité la plus forte mesurée sur l'ensemble des stations de mesure.

Pour calculer n' , nombre théorique de pluviomètres indépendants, nous avons développé une approche originale reposant sur la recherche de la durée théorique d'observation permettant de faire coïncider au mieux les valeurs observées de I_{max} à la courbe ajustée $I = f(T)$.

Le principe utilisé pour le calcul des durées d'observation équivalente est le suivant. Il est appliqué successivement à toutes les durées d'analyse (de 6 minutes à 24h) :

Pour chaque pluie observée au cours de la période d'observation de $N = 20$ années, on retient l'intensité moyenne maximum maximorum (la plus forte observée sur l'ensemble des postes pluviométriques) : I_{max} ;

On classe ces pluies par valeur d'intensité moyenne décroissante ;

On affecte à chaque pluie une période empirique de retour $T = N / (r - 0.5)$ (formule de Hazen qui a également été utilisée pour les différents postes et dans laquelle r est le rang d'observation) ;

On calcule la valeur théorique de $I(T, d)$ en utilisant l'ajustement du pluviomètre moyen, puis on en déduit celle de $K'(T) = I_{max}(T) / I(T, d)$.

Quelle que soit la durée d'analyse, comme l'illustre la figure 2 correspondant à la durée d'analyse 6 minutes, la valeur de K' reste relativement constante en fonction de T , sauf pour les premières valeurs qui correspondent à des périodes de retour supérieures à 10 ans pour lesquelles l'ajustement du pluviomètre moyen est réputé peu fiable. La valeur moyenne dans ce cas est $K' = 2,09$.

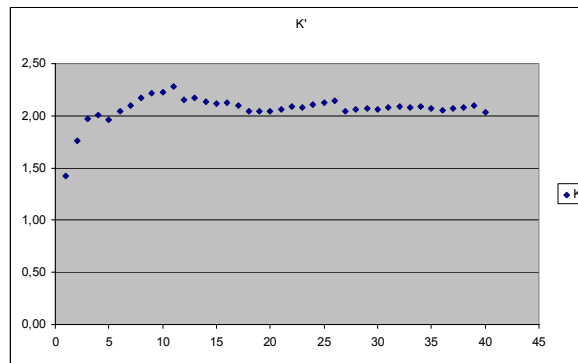


Figure 2 : Courbe $K' = f(T)$ pour la durée d'analyse 6 minutes.

On cherche ensuite quelle serait la durée théorique d'observation pour laquelle l'ajustement du pluviomètre équivalent donnerait les mêmes réponses que le pluviomètre moyen.

Ceci revient à chercher T' telle que : $I_{max}(T') = K' \cdot I(T, d)$, soit : $a \cdot T'^b = K' \cdot a \cdot T^b$

On peut alors en déduire directement n' (nombre de pluviomètres équivalents) $n' = T'/T = K'(1/b)$.

Dans le cas de la durée d'analyse 6 minutes (figure 2), on trouve par exemple $n' = 2,09(1/0,241) = 21,3$

La connaissance de n' permet de calculer les valeurs de périodes de retour empiriques associées à chaque intensité du pluviomètre équivalent. On peut alors ajuster la relation intensité = f (période de retour) par une loi de Gumbel :

$I = P_0 + G_d \cdot \ln(\ln(T))$, avec P_0 paramètre de position et G_d Gradex

Par exemple, toujours dans le cas 6 minutes, on obtient l'ajustement suivant :

$I = 9.6 + 124,1 \times \ln(\ln(T))$;

La figure 3, illustre cet ajustement et montre une excellente corrélation.

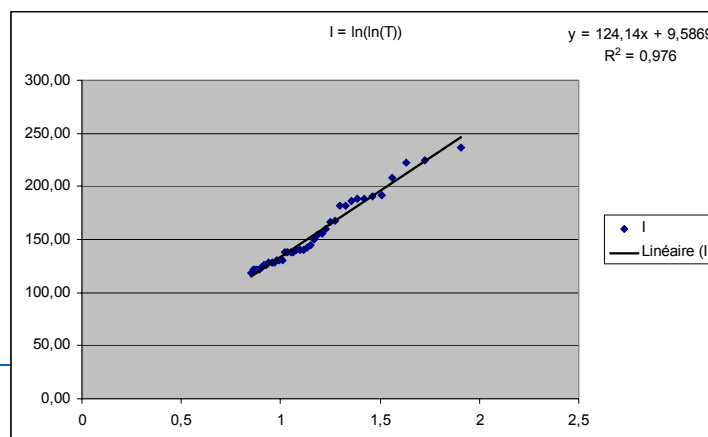


Figure 3 : Ajustement $I = f(T)$ par une loi de Gumbel pour la durée d'analyse 6 minutes.

En combinant le pluviomètre moyen, valable entre 6 mois et 20 ans, et le pluviomètre équivalent, valable pour des périodes de retour supérieures à 10 ans, il est alors possible de calculer les intensités moyennes correspondent à une très large gamme de périodes de retour (6 mois à 800 ans). Entre 10 et 20 ans le pluviomètre moyen et le pluviomètre équivalent donnent des résultats voisins.

Ce traitement a été fait pour toutes les durées d'analyse (6 minutes à 24 heures). Pour chaque durée d'analyse, nous avons retenu les valeurs fournies par le pluviomètre moyen pour les périodes de retour 6 mois à 10 ans et celles du pluviomètre équivalent pour les périodes de retour 15 ans à 800 ans. Nous avons ensuite ajusté les courbes IDF en utilisant la formule Montana : $i(T, d) = a(T).db(T)$. Le tableau de la figure 4 donne les résultats obtenus.

■ Cadre d'utilisation

Les ajustements IDF obtenus permettent d'évaluer la période de retour locale d'un événement pluvieux quelconque, même très rare, observé sur le territoire de l'agglomération. Les ajustements pour de très grandes périodes de retour (supérieures à 50 ans) doivent cependant être utilisés avec beaucoup de précautions. L'hypothèse sous-jacente principale est en effet que les 20 dernières années sont totalement représentatives de la pluviométrie locale. Or, même si l'on ne tient pas compte d'une possible évolution tendancielle associée au changement climatique global, la variabilité interannuelle des événements pluvieux forts est tellement grande que l'on peut parier avec une quasi certitude de succès que les 20 années à venir seront différentes des 20 années passées.

Cette étude permet cependant d'attirer l'attention sur le fait qu'un événement de période de retour 10 ans se produit certes en moyenne une fois tous les 10 ans sur un pluviomètre particulier, mais, en réalité la probabilité d'en observer un sur au moins un des 30 pluviomètres est 20 fois plus grande.... Et cette probabilité augmenterait encore si l'on augmentait le nombre de points de mesure...

La méthode est généralisable sans difficulté à n'importe quel autre site, dès lors que plusieurs années de mesures sont disponibles sur plusieurs pluviomètres. Les calculs sont extrêmement simples et peuvent être faits avec un simple tableur excel.

■ Développement futur

De grands progrès ont également été fait dans le cadre de l'OTHU sur l'utilisation conjointe des données radar et des données au sol. L'utilisation des données radar permet en théorie de reproduire les données pluviométriques avec une densité spatiale beaucoup plus grande (on peut par exemple générer 900 mesures différentes, chacune associée à une case d'un quadrillage de 30x30 1 km² recouvrant l'agglomération). Le traitement de ces données, selon une procédure identique à celle utilisée pour les données au sol, permettrait de valider la méthode et d'affiner les résultats.

Quelques documents publiés sur le thème

Chocat B. (2009). Rapport de recherche « Intensités extrêmes de pluie sur le territoire du Grand Lyon ; Analyse des données du Grand Lyon ; Période 1987-2007. ; 22pp.

T (ans)	6 mn à 30 mn		30 mn à 1 j	
	a	b	a	b
0,5	16,306	0,496	4,141	0,666
1	2,816	0,496	5,061	0,675
2	3,328	0,496	6,184	0,684
3	3,670	0,496	6,954	0,689
5	4,151	0,496	8,061	0,695
10	4,906	0,496	9,851	0,704
15	5,524	0,487	12,517	0,723
20	6,070	0,490	14,957	0,743
25	6,464	0,492	16,791	0,756
30	6,770	0,493	18,251	0,765
40	7,216	0,495	20,479	0,778
50	7,545	0,495	22,146	0,786
60	7,803	0,496	23,470	0,792
80	8,183	0,496	25,490	0,801
100	8,467	0,497	27,000	0,807
150	8,938	0,497	29,635	0,816
200	9,257	0,498	31,419	0,822
250	9,498	0,498	32,758	0,826
300	9,693	0,498	33,823	0,830
400	9,979	0,498	35,457	0,834
500	10,197	0,498	36,686	0,838
600	10,373	0,497	37,666	0,840
800	10,633	0,497	39,171	0,844

Figure 4 : Ajustement courbes IDF de Lyon (coefficients a et b d'un ajustement de type Montana : $i = a.t.b$).