

Distribution et prévision des pluies journalières dans le Haut-Jura français

Autor(en): **Krummenacher, Robert**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Bulletin der Vereinigung Schweiz. Petroleum-Geologen und -Ingenieure**

Band (Jahr): **40 (1973-1974)**

Heft 98

PDF erstellt am: **22.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-199109>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Distribution et prévision des pluies journalières dans le Haut-Jura français

avec 9 figures

par ROBERT KRUMMENACHER *

Résumé

La relation entre la hauteur de précipitation journalière et l'altitude a été étudiée dans une région de 2000 km² située dans le Haut-Jura français (fig. 1). Cette relation devient plus nette pendant les mois d'été, de mai à septembre (fig. 2). La répartition spatiale des pluies journalières estivales ne reflète que très approximativement le relief (fig. 3 et 4). D'autre part, leur distribution par unité de surface prend la forme d'une binominale négative.

Le modèle journalier proposé par DUCKSTEIN, FOGEL and THAMES (1973) utilisant la nombre N d'orages par saison et la hauteur de pluie journalière P a été appliqué avec succès dans le Haut-Jura français. P suit une distribution géométrique (fig. 5 et 6) et N une distribution de Poisson. Les résultats obtenus avec ce modèle sont proches de la régression faite avec les moyennes journalières (fig. 7). Les relations de N et P avec l'altitude sont approximatives. On peut cependant déduire du modèle que le coefficient de variation des hauteurs de précipitation diminue avec l'altitude (fig. 8). Ce modèle permet de calculer avec une certaine précision des périodes de retour dépassant largement la période d'observation aux pluviomètres (fig. 9).

Abstract

Correlations in precipitation-elevation relationships have been studied in an area of 2000 km² located in the high French Jura Mountains (fig. 1). These correlations are stronger during the summer season, from May to September (fig. 2). Examples of summer daily rainfalls are shown (fig. 3 and 4) and one demonstrates that aeral rainfalls have a negative binomial distribution.

The stochastic model proposed by DUCKSTEIN, FOGEL and THAMES (1973) which considers N, the number of rainfalls per season, and P, the depth of point rainfall, has been successfully used. P can be taken as a geometric variate (fig. 5 and 6) and N as a Poisson variate.

The relationships between total seasonal rainfall and elevation, calculated with the model, compare fairly well with those obtained with mean daily rainfalls (fig. 7). Correlations of N and P with elevation are weaker. However the model shows that the coefficient of variation of total seasonal rainfall decreases with elevation (fig. 8). With the model, one can infer with a certain degree of confidence the magnitude of daily rainfalls having a much greater return period than the record length (fig. 9).

1. Introduction

Deux études précédentes (KRUMMENACHER 1972, 1973) nous ont permis de définir le climat du bassin de la Valserine. Ce dernier est situé au nord de Bellegarde dans les départements de l'Ain et du Jura. L'étude présentée ici a utilisé les enregistrements de 15 stations pluviométriques réparties sur une surface de 2000 km² s'étendant de la vallée de la Valserine à l'est, jusqu'au cours de l'Ain à l'ouest (fig. 1).

Une bonne relation hauteur de précipitation/altitude a été obtenue avec les modules annuels (10 ans). Elle s'écrit: $P = 1061 + 0.85 h$, où P est la hauteur de précipitation en mm, et h l'altitude en m. Nous avons admis que ces 2 variables étaient distribuées normalement; leur coefficient de corrélation est de 0.83. La même relation a été calculée avec

* Section des Sciences de la Terre, Université de Genève.

les modules mensuels (10 ans). On constate alors que les coefficients de corrélation sont nettement meilleurs pour les mois d'été que pour les mois d'hiver (fig. 2).

Quelques observations d'ordre général peuvent expliquer cette différence. Tout d'abord les périodes de fonte et de regel de novembre à avril sont mal définies, les enregistrements de température étant trop peu nombreux. D'autre part, les précipitations hivernales sont du type océanique, c'est-à-dire frontales. En hiver, il pleut ou neige généralement par fort vent d'ouest ou du sud-ouest et les hauteurs de précipitation enregistrées ne varient pas beaucoup d'une altitude à l'autre.

Pendant les mois d'été, un climat du type méditerranéen s'établit sur la région. A de grandes périodes de beau temps succèdent de courtes périodes orageuses. Ces orages sont souvent localisés sur les crêtes des montagnes où il pleut sous d'épaisses formations nuageuses convectives. Les hauteurs de précipitation augmentent plus nettement avec l'altitude, comme le montre la fig. 2. Ce type de relation a été d'ailleurs bien étudié en pays semi-aride (DUCKSTEIN, FOGEL and THAMES, 1973).

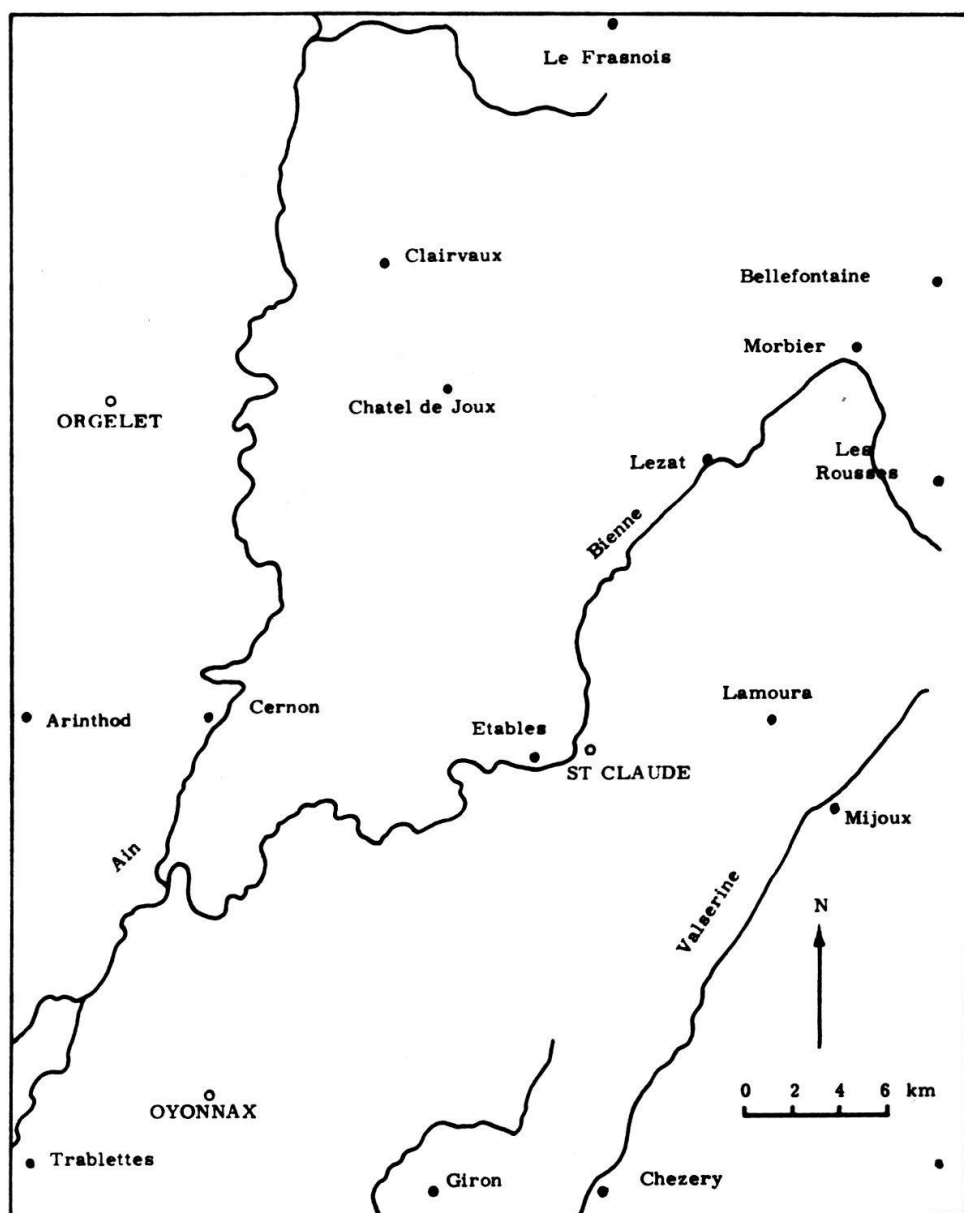


Fig. 1: Stations pluviométriques de la région étudiée.

Si au cours des mois d'été, les précipitations orageuses augmentent avec l'altitude, on peut se demander quelle est leur répartition en hauteur. Le nombre des cellules orageuses est peut-être plus grand avec l'altitude, ou bien leur taille devient plus importante. Les deux phénomènes peuvent aussi se superposer. Pour mieux les définir, nous avons étudié les distributions de 3 variables. Ce sont les hauteurs de précipitation journalières, le nombre d'orages par été et la hauteur de précipitation moyenne par unité de surface.

Comme nous ne disposons pas d'enregistrements horaire aux stations pluviométriques, nous avons appelé «orage» un jour de pluie, défini par des précipitations de 0.1 mm au moins. La période estivale s'étend du mois de mai au mois de septembre. Remarquons cependant que cette période n'est climatiquement pas stable et que des pluies océaniques de courte durée peuvent périodiquement estomper cette relation hauteur de précipitation/altitude.

II. Répartition spatiale des pluies journalières

Cette répartition a été étudiée avec les enregistrements de 15 stations pluviométriques de l'E.D.F., ce sont: Le Frasnais, Clairvaux les Lacs, Châtel-de-Joux, Chezery, Lézat, Les Rousses, Lamoura, Mijoux, Etables, Cernon, Arinthod, Trablettes, Giron, Morbier et Bellefontaine. Ces stations sont réparties sur une surface de 40 sur 50 km. Les cartes des isohyètes journaliers pour la période estivale montrent que le relief de la haute chaîne se marque souvent par des précipitations plus fortes. Nous avons pris deux exemples de période de pluie continue au cours de l'été 1970 (fig. 3 et 4). Sur ceux-ci, nous voyons que les pluies journalières ne sont pas franchement isolées, sans être frontales pour autant. Malheureusement, la forme des orages ne put pas être mieux définie. La densité des pluviomètres, 1 station/133 km², reste faible pour ce genre d'observation. Il se peut aussi que les orages se déplacent au cours de la journée, ce qui n'apparaît pas dans les enregistrements journaliers. Dans cet étude nous ne pouvons qu'admettre un état stationnaire de cellules orageuses.

III. Distribution de la pluie par unité de surface

Considérons S, la moyenne pondérée des hauteurs de précipitation enregistrées sur cette surface de 2000 km². Si l'on admet que les pluies successives P sont mutuellement indépendantes, la distribution de S est voisine d'une distribution binomiale négative de la forme:

$$f_S = \binom{x+k-1}{x} \cdot p^k (1-p)^x \quad (1)$$

Ici $p = 0.260$ et $k = 1.937$

Le test de chi-carré accepte cette distribution pour toutes les valeurs ainsi que pour les basses fréquences cumulées.

IV. Modèle journalier

Ce modèle journalier de probabilité utilise deux variables aléatoires, le nombre de jours de pluie N par période estivale et la hauteur de précipitation journalière P.

1. Distribution de N

La période de 8 ans considérée n'est pas suffisamment longue pour pouvoir déterminer la distribution de N. Après divers essais considérant les probabilités de transition entre

coefficient de
corrélation

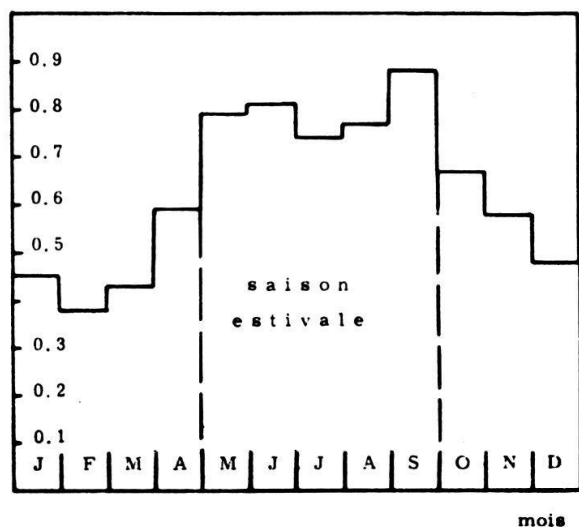


Fig. 2: Variation du coefficient de corrélation hauteur de précipitation mensuelle/altitude.

l'état du jour considéré, pluie ou beau temps, et l'état du ou des jours précédents, on constate qu'il y a toujours plus de probabilité (environ 0.70) que l'état immédiatement antérieur reste le même.

Cette remarque faite, nous nous contenterons d'admettre que ces jours de pluie sont des événements se produisant de manière indépendante dans le temps et dans l'espace (BROOKS and CARRUTHERS, 1953). Nous avons adopté pour N une distribution de Poisson:

$$f_N(j) = \frac{e^{-m} m^j}{j!} \quad j = 0, 1, 2, \dots \quad (2)$$

où m est le nombre moyen de jours de pluie par période estivale.

2. Distribution de P

Nous pouvons assimiler la distribution de P à une distribution géométrique qui s'écrit:

$$f_p = (1-p) \cdot p^j \quad j = 0, 1, 2, \dots \quad (3)$$

p est la probabilité qu'il pleuve une quantité quelconque de pluie au-dessus d'une certaine valeur, zéro inclu.

Les figures 5 et 6 montrent les distributions de P à une station de basse altitude, Tralettes (435 m) et à une station de haute altitude, Lamoura (1155 m). Le test de Kolgomorov-Smirnov, appliqué à ces distributions, indique qu'elles sont acceptables dans le 95 % des cas au moins.

3. Hauteur de précipitation saisonnière totale

Si les hauteurs de précipitation journalières $P_1, P_2, P_3, \dots, P_N$ sont des variables aléatoires et mutuellement indépendantes, on peut écrire:

$$T = P_1 + P_2 + P_3 + \dots + P_N$$

T étant la hauteur de pluie totale saisonnière.

D'autre part, quelles que soient la distribution et l'indépendance de P et de N, on a la relation:

$$E(T) = E(P) \cdot E(N) \quad (4)$$

E(T) étant la moyenne de ces valeurs saisonnières.

4. Vérification du modèle

Nous avons vu que la corrélation hauteur de précipitation/altitude était meilleure pendant les mois d'été. Nous avons également suggéré que l'augmentation des pluies est due à une augmentation de P ou de N, ou des deux ensembles. Admettons d'une manière générale que:

$$E(N) = m_0 + ah \quad (5) \quad \text{et} \quad E(P) = P_0 + bh \quad (6)$$

m_0 est le nombre moyen de jours de pluie à l'altitude zéro, et P_0 la hauteur moyenne de précipitation journalière à l'altitude zéro.

Le nombre restreint de stations pluviométriques, ainsi qu'une période trop courte d'observations ne permet d'établir que des relations de valeur approximative. Nous avons obtenu:

$$m_0 = 62.98, \quad P_0 = 5.782, \quad a = 0.009, \quad b = 0.004$$

En remplaçant (5) et (6) dans (4), on obtient:

$$E(T) = m_0 P_0 + (a P_0 + b m_0) h + ab h^2.$$

Dans cette relation du second degré, le terme $ab h^2$ est de l'ordre du centième et peut être négligé. En remplaçant par les valeurs obtenues, l'équation devient:

$$E(T) = 364.15 + (0.303) h$$

D'autre part, la régression linéaire sur l'ensemble des stations donne pour la saison estivale:

$$E(T) = 432 + (0.227) h$$

A la figure 7, nous avons reporté le modèle journalier et la régression linéaire. Ces droites s'ajustent l'une à l'autre de manière satisfaisante pour des altitudes variant entre 435 m et 1155 m.

5. Variation de la variance avec l'altitude

Dans ce modèle journalier, on peut admettre que P et N sont des variables aléatoires indépendantes. Sous cette hypothèse, la variance de T peut s'écrire:

$$\text{VAR}(T) = \text{VAR}(N) \cdot [E(P)]^2 + [E(N)] \cdot \text{VAR}(P) \quad (7)$$

Nous avons adopté une distribution de Poisson pour la distribution de N. Ainsi:

$$E(N) = \text{VAR}(N) = m = m_0 + ah \quad (8)$$

La distribution de P étant géométrique, on a:

$$E(P) = \frac{P}{1-p} = P_0 + bh \quad (9)$$



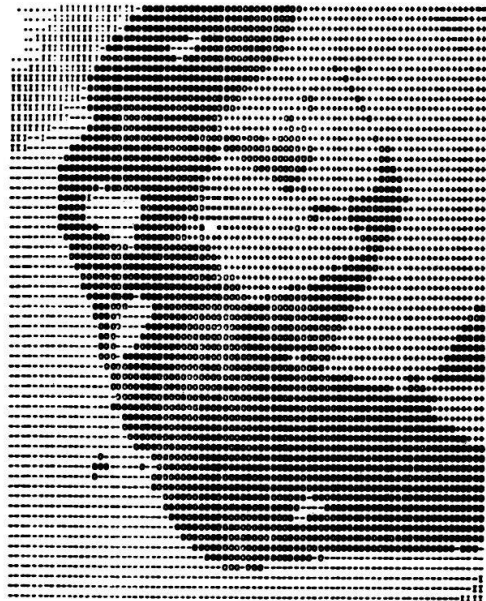
5. V. 1970



6. V. 1970

Légende (mm)

symbole	lim. inf.	lim. sup.
.	0.00	0.90
I	0.90	6.00
-	6.00	12.00
0	12.00	18.00
+	18.00	24.00
=	24.00	30.00



7. V. 1970

Fig. 3: Isohyètes journaliers.

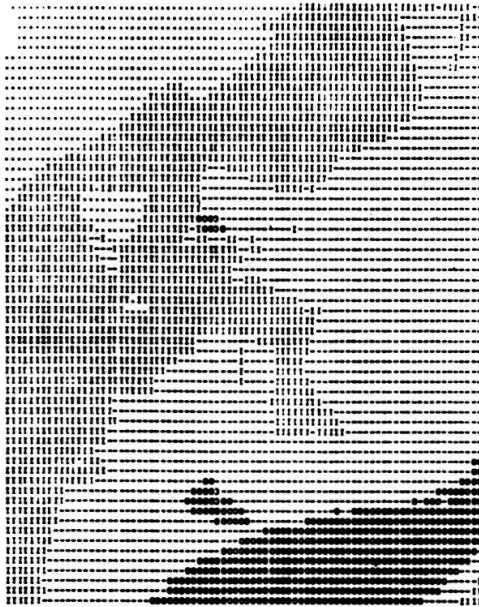
$$\text{VAR}(P) = \frac{P}{(1-p)^2} = (P_o + bh) \cdot (1 + P_o + bh) \quad (10)$$

En remplaçant (8), (9) et (10) dans (7), on obtient:

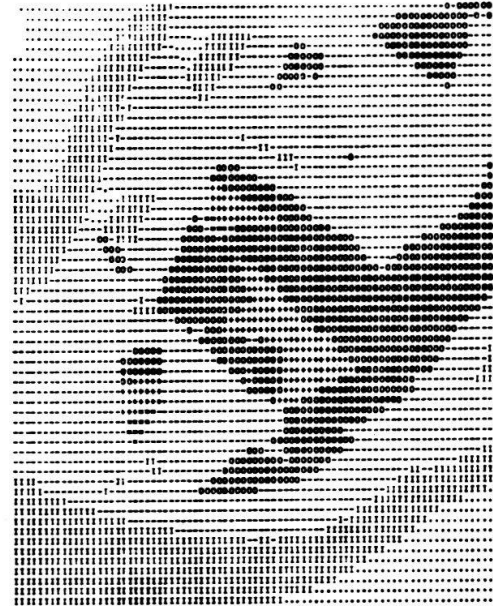
$$\text{VAR}(T) = \frac{mp}{(1-p)^2} \cdot (1 + p) = (m_o + ah) \cdot (P_o + bh) \cdot (1 + 2P_o + 2bh)$$

Le coefficient de variation de T qui est l'écart-type divisé par la moyenne s'écrit alors:

$$\text{CV}(T) = \left[\frac{1 + 2P_o + 2bh}{(m_o + ah) \cdot (P_o + bh)} \right]^{1/2} \quad (11)$$



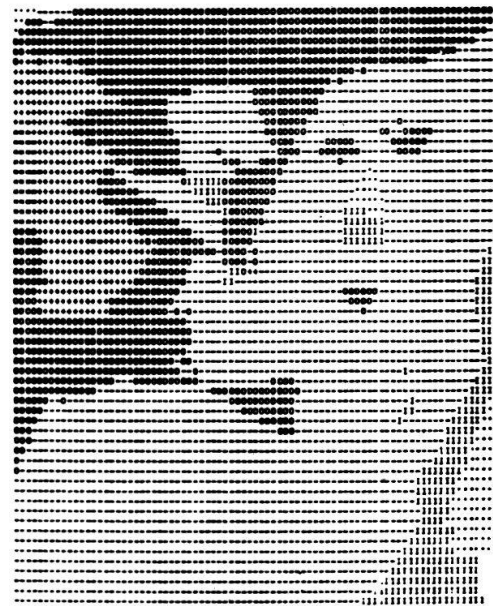
8. VIII, 1970



9. VIII, 1970

Légende(mm)

symbole	lim. inf.	lim. sup.
.	0.00	0.90
I	0.90	4.00
-	4.00	8.00
0	8.00	12.00
+	12.00	16.00
=	16.00	20.00



10. VIII, 1970

Fig. 4: Isohyètes journaliers.

Cette nouvelle relation montre que le coefficient de variation décroît avec l'altitude. Ce phénomène était déjà apparu en comparant les modules d'années sèches et humides avec l'altitude dans le bassin de la Valserine. L'écart n'était cependant pas significatif.

En remplaçant les valeurs obtenues dans (11), on a :

$$CV(T) = \left[\frac{12.564 + (0.008)h}{[62.98 + (0.009)h] \cdot [5.782 + (0.004)h]} \right]^{1/2} \cdot A$$

Sur la figure 8 nous avons comparé la variation de ce coefficient avec les coefficients des stations pluviométriques ayant de longues périodes d'enregistrement. Nous voyons que

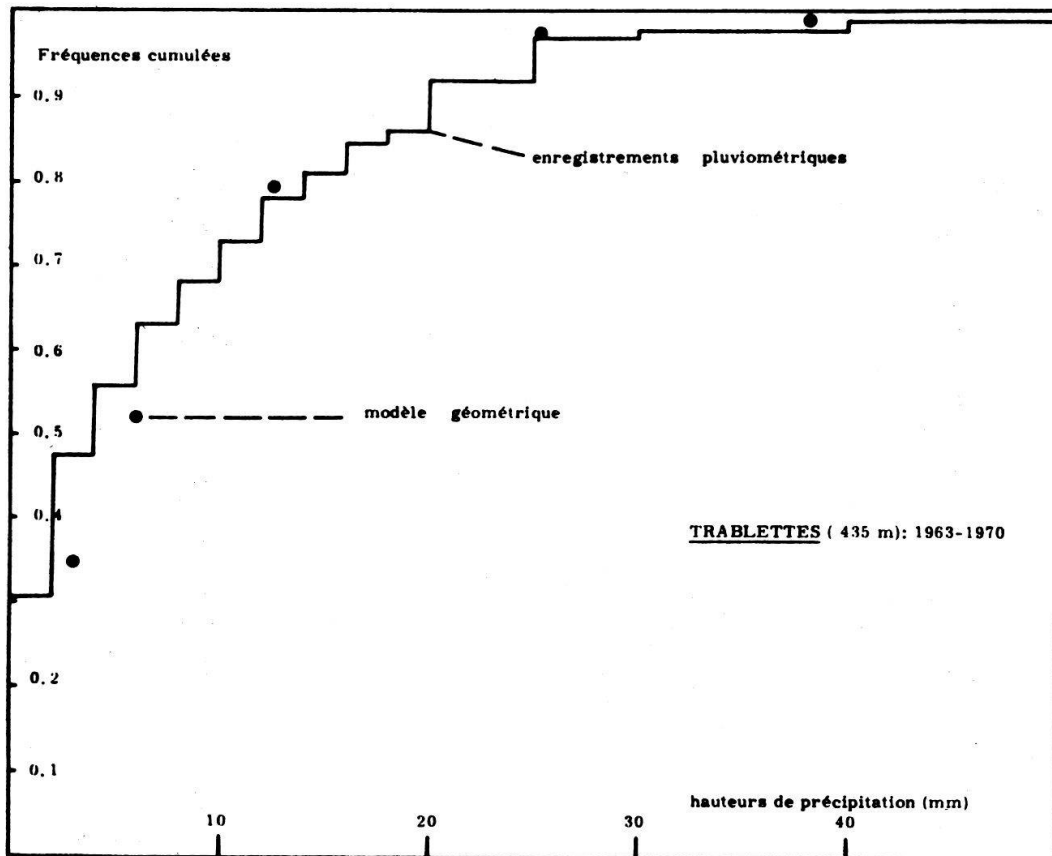


Fig. 5: Distribution de P à une station de basse altitude.

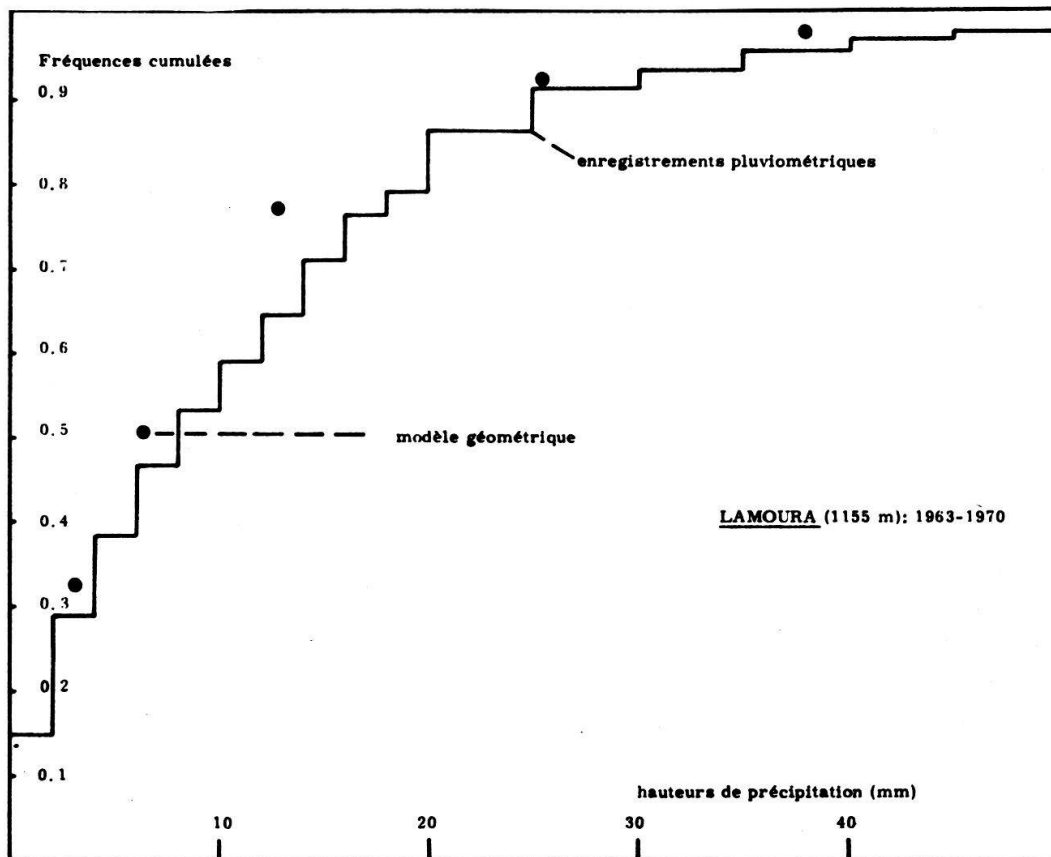


Fig. 6: Distribution de P à une station de haute altitude.

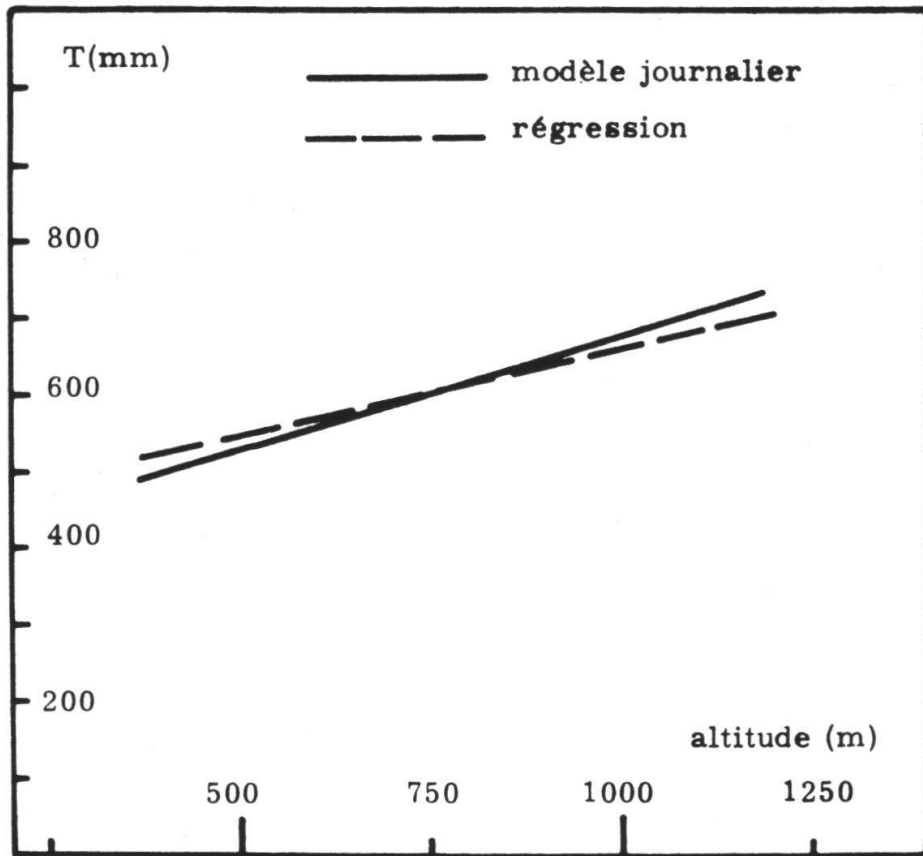


Fig. 7: Modèle journalier et régression (1963-1970).

le modèle tend à confirmer les valeurs observées. Nous avons également multiplié ce coefficient par une constante A . C'est une valeur expérimentale. Pour la surface envisagée, $A = 1.6$.

V. Variation de la hauteur de précipitation maximum avec l'altitude

A une station déterminée, la fonction de répartition $\Phi(k)$ de la hauteur de précipitation maximum saisonnière s'obtient de la manière suivante (DUCKSTEIN, FOGEL and THAMES, 1973):

$F_P(k)$ étant la fonction de répartition à cette station, et la distribution de P étant géométrique, on a:

$$F_P(k) = \sum_{j=0}^k (1-p) \cdot p^j = 1-p^{k+1} \quad (12)$$

Par définition:

$$\Phi(k) = \sum_{n=0}^{\infty} \text{Prob}(P_1 < k, P_2 < k, \dots, P_N < k) \cdot \text{Prob}(N = n)$$

Si P_1, P_2, \dots sont mutuellement indépendants, avec l'équation (2):

$$\Phi(k) = \sum_{n=0}^{\infty} [\text{Prob}(P < k)]^n \cdot \text{Prob}(N < n) = \sum_{n=0}^{\infty} [F_P(k)]^n \cdot e^{-m} \cdot \frac{m^n}{n!}$$

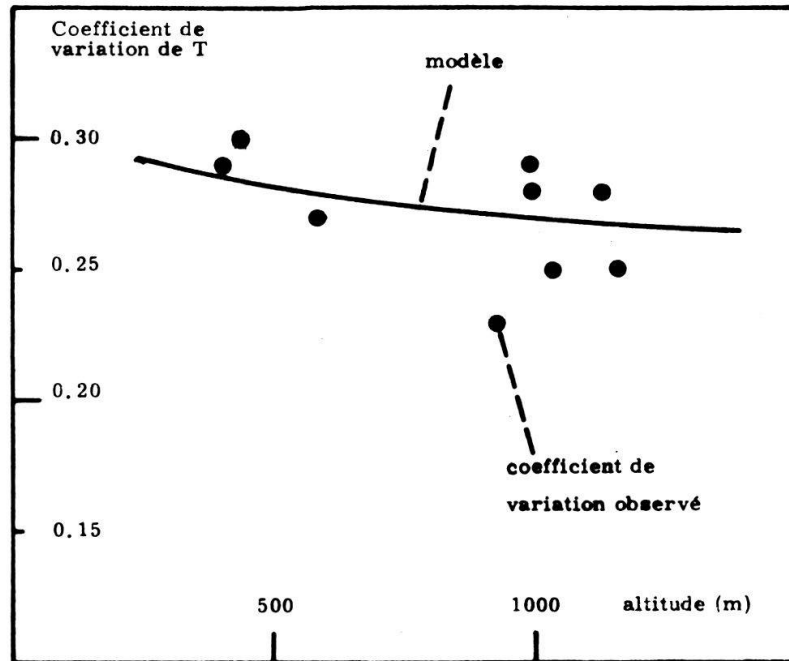


Fig. 8: Relation entre le coefficient de variation de T et l'altitude.

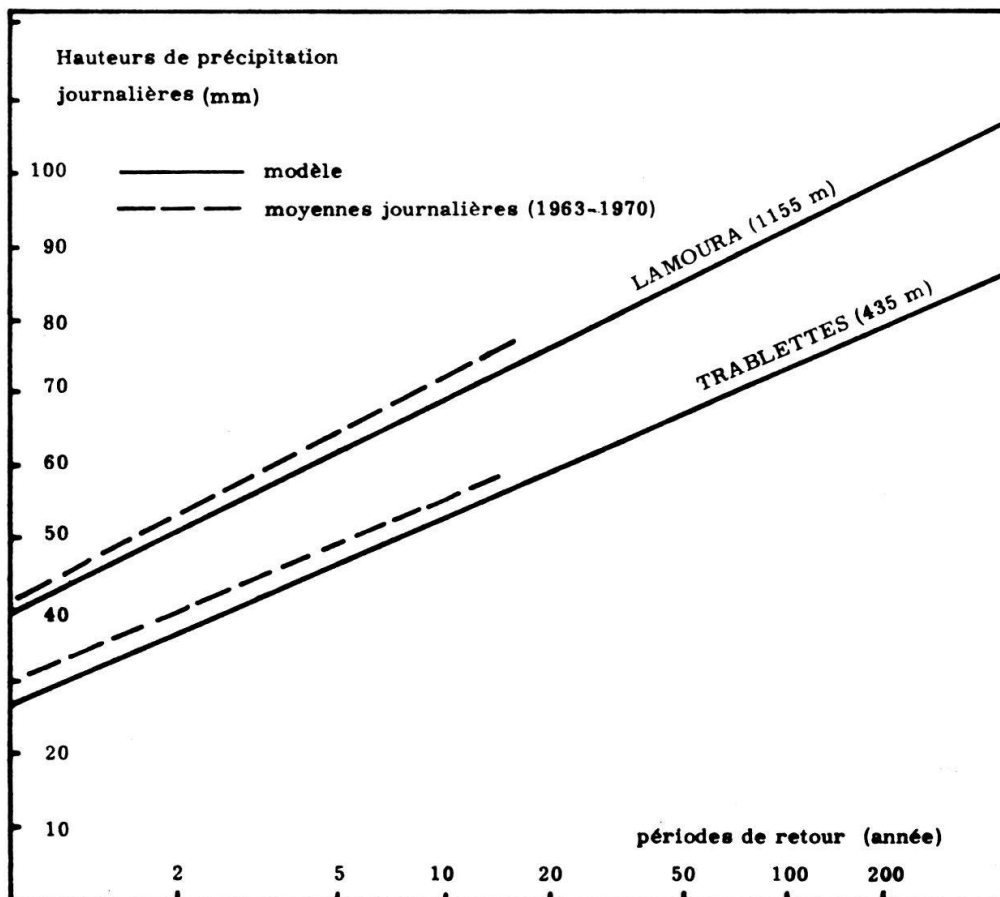


Fig. 9: Périodes de retour calculées avec le modèle et les moyennes journalières.

En substituant dans cette dernière relation l'équation (12) on obtient:

$$\Phi(k) = \exp(-mp^{k+1}) \quad (13)$$

En remplaçant m et p en fonction de l'altitude, à l'aide des équations (8), (9), l'équation (13) devient:

$$\Phi(k) = \Phi(k/h) = \exp[-(m_0+ah) \cdot (P_0+bh)^{k+1} \cdot (1+P_0+bh)^{k-1}] \quad (14)$$

D'autre part, la période de retour R d'une hauteur de précipitation k à une altitude h est par définition:

$$R(k/h) = [1 - (k/h)]^{-1} \quad (15)$$

Nous avons remplacé les valeurs de m_0 , P_0 , a et b dans les équations (14) et (15).

A la figure 9, nous avons reporté les périodes de retour calculées avec le modèle pour 2 stations très éloignées l'une de l'autre, Trablettes (435 m) et Lamoura (1155 m). Nous voyons que ces périodes de retour sont comparables à celles calculées aux mêmes stations sur des moyennes journalières (1963-1970). Le modèle proposé donne donc des résultats satisfaisants compte tenu de l'approximation des paramètres employés.

VI. Conclusions

Le modèle journalier proposé par DUCKSTEIN, FOGEL and THAMES (1973) pour une région aride, le sud de l'Arizona, a été employé avec succès dans la région tempérée et humide du Haut-Jura français. Les relations de l'altitude avec les hauteurs de précipitation P et le nombre de jours de pluie N pendant la saison estivale, ne sont qu'approximatives. On remarque cependant que N augmente deux fois plus vite avec l'altitude que ne le fait P . Si l'on admet qu'aux diverses altitudes considérées, les cellules orageuses ont toutes la même composition interne, le nombre de ces cellules augmenterait avec l'altitude.

On peut d'autre part considérer la relation entre T , la hauteur de précipitation saisonnière, et l'altitude comme linéaire. L'emploi du coefficient de variation de T tend à confirmer l'indépendance des variables N et P . Le modèle ayant été vérifié, on peut l'utiliser pour calculer des hauteurs de précipitation dont la période de retour dépasse de beaucoup la période d'observation aux pluviomètres.

Remerciements

Nous remercions vivement MM. L. DUCKSTEIN, MM. FOGEL et J. L. THAMES de l'Université d'Arizona, pour leurs bons conseils. Nos remerciements vont également au Centre Régional de Prévision de l'E.D.F. à Lyon, ainsi qu'à M. E. DAVAUD, de l'Université de Genève.

Bibliographie

- BROOKS C. E. P. and CARRUTHERS N. (1953): Handbook of Statistical Methods in Meteorology, Her Majesty's Stationary Office, London.
- DAVIS J. C. (1973): Statistics and Data Analysis in Geology, John Wiley & Sons, 550 p. New York.
- DUCKSTEIN L., FOGEL M. M. and THAMES J. L. (1973): Elevation effects on rainfall: a stochastic model, *J. of Hydrology* 18, 21-35, Amsterdam.
- FELLER W. (1957): An Introduction to probability theory and its applications, Vol. 1, 461 p., John Wiley & Sons, New York.
- KRUMMENACHER R. (1972): Hydrogéologie du bassin de la Valserine, *Bull. B.R.G.M. (2), III, 2 - 1972*, 27-36.
- (1973): Données climatiques sur le bassin de la Valserine et ses environs, C. R. séances, SPHN Genève, NS, 7, 2-3, 75-82.
- MATVEEV L. T. (1967): Physics of the Atmosphere, Israel Program for Scientific Translations, 699 p., Jerusalem.

