Planche 2.4^2 Pluies ponctuelles extrêmes de différentes durées et périodes de récurrence 1901 - 1970

Introduction

La planche 2.4^2 est un complément de la planche 2.4. Les cartes de précipitations d'intensité extrême qui font l'objet de cette nouvelle planche se distinguent des cartes précédentes uniquement par la méthode d'interpolation utilisée. Les raisons pour ajouter la planche 2.4^2 sont exposées ici:

Comme le mentionne déjà le texte de la planche 2.4 [1], on a utilisé la méthode dite du krigeage, appelée aussi interpolation optimale*,* pour l'interpolation des quantiles (valeurs de précipitations correspondant à certaines périodes de récurrence)*.* On a alors admis que, pour chaque station de mesure, la valeur du quantile était connue exactement. En d'autres termes, le modèle utilisé pour l'interpolation ne tenait pas compte d'éventuelles erreurs de mesures, bien qu'il ne s'agisse en fait pas réellement de mesures mais plutôt d'estimations de paramètres (les quantiles), dont les vraies valeurs ne sont pas connues. Cependant la méthode du krigeage permet de tenir compte objectivement des incertitudes affectant les estimations [2,3]; c'est pour cela d'ailleurs que le résultat qu'elle fournit peut être défini mathématiquement comme étant une estimation optimale. On a donc repris sans modification les valeurs de la précédente planche 2.4 et refait l'interpolation, mais cette fois en tenant compte de l'incertitude des valeurs de base.

Différence fondamentale des deux procédés

Quand aucune erreur n'affecte les données ou que l'on renonce à en tenir compte, l'interpolation par krigeage restitue les valeurs originales aux points de mesures (stations de mesures). Autrement dit, quand le point où est effectuée l'interpolation se rapproche de plus en plus d'un point de mesure, le résultat obtenu tend vers la valeur originale caractérisant ce même point de mesure. Si par contre on désire que le krigeage prenne en compte la variance de l'erreur affectant les observations, dans la même situation, le résultat s'écartera le plus souvent de la valeur originale. En règle générale, la valeur interpolée subira d'autant moins l'«influence» de la valeur originale que la variance sera localement plus élevée.

Résultat

La surface interpolée à l'aide de cette procédure plus élaborée est moins déformée par des valeurs élevées observées à certaines stations. Il s'agit là, par exemple, de stations où la période de mesure a été plus courte et donc où le paramètre est estimé avec moins de précision. La nouvelle surface ainsi interpolée a un aspect moins tourmenté que la précédente et présente des maximums locaux moins marqués, ce qui du point de vue météorologique est nettement plus réaliste (Fig. 1).

Il faut bien insister ici sur le fait qu'il ne s'agit absolument pas d'un simple procédé de lissage. L'interpolation est effectuée point par point, au moyen de la procédure de krigeage décrite plus loin, sans aucune retouche après coup. On ne pourrait pas non plus obtenir ce résultat-là en introduisant un effet de pépite (nugget effect), car celui-ci agirait de façon uniforme sur toutes les stations. D'ailleurs, l'effet de pépite ne pourrait pas prendre en compte les différences dans l'exactitude des valeurs fournies par les différentes stations, une conséquence des durées d'observation inégales.

Utilisation des cartes

L'utilisation pratique des cartes a été décrite en détail dans la planche 2.4 et le changement de procédure d'interpolation lors de la production des cartes n'a absolument aucune influence sur ce mode d'emploi.

Les types d'erreurs pris en compte

Les erreurs affectant les mesures à une station sont le résultat de la combinaison de deux effets différents. Il y a tout d'abord une «erreur propre», provenant de possibles inexactitudes (erreurs de mesure, défaut de représentativité de la station, erreurs dans l'élaboration et la retransmission des données). Ensuite il se produit nécessairement une erreur «aléatoire d'échantillonnage»: pendant la période de mesure, le temps au sens météorologique (on le désignera plus loin comme le climat) s'écarte plus ou moins de sa moyenne idéale à long terme, par le simple effet du hasard. Une telle erreur aléatoire d'échantillonnage se produit d'autant plus facilement que la période de mesure d'une station est courte et elle se remarquera d'autant mieux que cette période de mesure se trouvera décalée dans le temps, par rapport à la période des stations voisines. Les quantitées individuelles de ces deux erreurs ne sont pas connues. Mais il est possible d'estimer la variance de l'erreur aléatoire d'échantillonnage et aussi, sous certaines conditions, sa fonction de covariance. On peut alors en tenir compte dans la procédure d'interpolation.

Indications méthodologiques

En utilisant les notations suivantes:

Z_i: quantile de la i$^{\text{ième}}$ station (valeur vraie) , i = 1,..., N

$Z_i + e_i$: estimation de Z_i, en lieu et place de la valeur vraie inaccessible, sur la base des maximums annuels de précipitation d'une série d'années («période de référence»)

e_i: écart de la valeur estimée par rapport au quantile vrai, inconnu

Z_0: quantile pour le point interpolé (valeur vraie)

on a l'expression suivante pour $\hat{Z}_0$, l'interpolateur de Z_0:

$$\hat{Z}_0 = \sum_{i=1}^{N} \lambda_i \left(Z_i + e_i\right)$$

Si, à côté des suppositions faites habituellement pour le krigeage, on suppose en plus la supposition suivante, valable à toutes les paires i, k: $\mathrm{Cov}(Z_i, e_k) = 0$ (mais la variance de e_i peut être dépendante de Z_i), on obtient alors le système d'équations de krigeage suivant, qui va nous permettre de déterminer les poids d'interpolation λ_i:

$$\sum_{i=1}^{N} \lambda_i \left(\mathrm{Cov}\left(Z_i, Z_k\right) + \mathrm{Cov}\left(e_i, e_k\right)\right) - m = \mathrm{Cov}\left(Z_0, Z_k\right) \quad , k = 1, \ldots, N$$

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

Dans la formule donnant la covariance (et la variance) des erreurs sur les données, un paramètre α est introduit, qui tient compte d'une «erreur propre»:

$$\mathrm{Cov}\left(e_i, e_k\right) = \left(1 + \alpha\, \delta_{ik}\right) \sigma_i\, \sigma_k\, \rho_{ik}$$ avec $\delta_{ik} = 1$ pour i=k et 0 pour $i \neq k$

Si l’erreur était constituée uniquement de la déviation par rapport au «climat» moyen, on pourrait poser que α = 0. Notons que σ_i désigne la racine de la variance de cette déviation climatique. Elle dépend de la distribution des maximums annuels de précipitation et de la longueur de la période de référence. Pour ce qui est de la fonction de corrélation spatiale ρ_{ik}, on introduit l’expression

$$r_{ik} = e^{-b\, h_{ik}} s_{ik} / v_{ik}$$

dans laquelle h_{ik} désigne la distance, s_{ik} la longueur de l’intervalle d’intersection et v_{ik} la longueur de l’intervalle de réunion des périodes de références des stations i et k. Quant au paramètre β, il exprime l’atténuation de la corrélation avec la distance.

Les paramètres α et β sont ensuite estimés approximativement au moyen d’un procédé de validation croisée, dans lequel l’erreur d’interpolation (connue) $Z_0 + e_0 - \hat{Z}_0$, au droit de la station actuellement traitée, est normée en la divisant par son écart-type τ_0 (la station actuellement traitée sera désignée par le N° 0 car, lors de son interpolation elle ne sera pas utilisée comme point d’appui). Pour le carré de l’écart-type on obtient alors:

$$t_0{}^2 = \mathrm{Var}(Z_0) + \mathrm{Var}(e_0) + m - \sum_{i=1}^{N} l_i \left(\mathrm{Cov}(Z_i, Z_0) + 2\,\mathrm{Cov}(e_i, e_0)\right)$$

L’opération de normalisation rend la procédure robuste à l’égard des valeurs aberrantes mais elle contrecarre l’obtention d’une solution univoque. On parvient tout de même au but en ajustant les paramètres du variogramme empirique de la fonction valable en présence d’erreurs.

Si $2\gamma_z$ désigne le variogramme du quantile exacte Z, on a alors pour le variogramme du quantile affecté d’erreur:

$$\mathrm{Var}\,(Z_i + e_i - Z_k - e_k) = 2\,\gamma_z + \mathrm{Var}\, e_i + \mathrm{Var}\, e_k - 2\,\mathrm{Cov}(e_i, e_k)$$

Dans le domaine qui nous intéresse (0–60 km), le tracé du variogramme est linéaire, si bien que l’on peut poser que γ_z (h) = c. h (Fig. 2). C’est ainsi qu’il y a trois paramètres à estimer par ajustement et l’on obtient pour les différents intervalles de sommation et les différentes périodes de récurrence:

1 heure, 2.33 ans:	c = 0.38,	α = 3.0,	β = 0.1
1 heure, 100 ans:	c = 4.7,	α = 0.4,	β = 0.1
24 heures, 2.33 ans:	c = 6.6,	α = 2.0,	β = 0.1
24 heures 100 ans:	c = 34.0,	α = 0.2,	β = 0.1

Bibliographie

[1] **Geiger, H. et al. (1992):** Extreme Punktregen unterschiedlicher Dauer und Wiederkehrperioden 1901–1970. In: Hydrologischer Atlas der Schweiz, Tafel 2.4. Bern.

[2] **Jensen, H. (1986):** Regionalisierung der Verteilungsfunktion des jährlichen Maximums des Tagesniederschlages im Kanton Zürich. Zürcher Geographische Schriften, Nr.27. Zürich.

[3] **Villeneuve, J.–P. et al. (1979):** Kriging in the Design of Streamflow Sampling Networks. In: Water Resources Research Vol.15, No. 6:1833–1840, Washington, D.C.