

Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles

2. Modélisation

T. LEBEL, A. AMANI & J. D. TAUPIN

LTHE-ORSTOM, Domaine Universitaire, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France

e-mail: lebel@lthe712b.lmg.inpg.fr

Résumé On propose une modélisation de la variabilité spatiale des champs de pluie événementielle au Sahel. Cette modélisation sert de base au calcul d'abaques d'incertitude à caractère général. Elle est ensuite utilisée pour analyser les champs de pluie multi-événementiels (cumuls de plusieurs événements) et rendre compte des observations de l'article de Taupin *et al.* (1998).

INTRODUCTION

Dans l'article qui précède, Taupin *et al.* (1998) décrivent la forte variabilité spatiale qui affecte la pluviométrie sahéenne aux échelles décadaire, mensuelle et saisonnière. Ils montrent aussi que la structure des champs de pluie annuelle diffère nettement de celle du champ de pluie interannuel. Nous allons essayer ici de rendre compte de ce comportement en montrant comment la structure des champs pluviométriques "N-événementiels" peut se déduire de celle des champs événementiels. Le champ événementiel est celui du cumul pluviométrique produit par un Système Convectif de Mésos-échelle (SCM). Le champ N-événementiel est celui du cumul produit par N SCM. Les SCM produisent environ 90% de la pluie annuelle au Sahel, et Le Barbé & Lebel (1997) ont montré que l'essentiel de la fluctuation pluviométrique sur cette région s'expliquait par le nombre de systèmes (ou événements) observés sur la période considérée. L'événement pluvieux est donc la base du régime pluviométrique et on va partir de cette entité pour caractériser le fondement de la variabilité des pluies sur différentes périodes de cumul. L'avantage qu'il y a à considérer les champs N-événementiels est de faire abstraction des unités de temps un peu arbitraires, au regard de la pluviométrie d'une année donnée, que sont les décades et les mois, même si ces périodes conventionnelles doivent continuer à être utilisées pour des raisons pratiques évidentes.

L'ECHELLE EVENEMENTIELLE

L'analyse des 258 SCM enregistrés par le réseau EPSAT-Niger sur la période 1990-1995, montre que la variabilité spatiale événementielle peut être modélisée par le variogramme isotrope emboîté suivant, où h est la distance euclidienne exprimée en km et γ la variogramme en mm^2 :

$$\gamma(h) = 100 \left[1.5 \left(\frac{h}{25} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{25} \right)^3 \right] + 70 \left[1.5 \left(\frac{h}{95} \right) - 0.5 \left(\frac{h}{95} \right)^3 \right] + 80 \left(1 - \exp \left(- \frac{h}{300} \right) \right)$$

pour $h \geq 0$, et

$$\gamma(h) = m_H^2 = 250 \text{ mm}^2 \quad \text{pour } h > 300 \text{ km} \quad (1)$$

Ce variogramme est représenté en Fig. 1(a), superposé à un modèle simplifié exponentiel qui rend bien compte de la variabilité pour les distances inférieures à 40 km. C'est pourquoi ce modèle simplifié a été utilisé dans plusieurs études antérieures (e.g. Lebel *et al.*, 1995; Lebel & Le Barbé, 1997). Il faut noter par ailleurs que Guillot & Lebel (1998) ont identifié une certaine anisotropie des champs pluvieux événementiels, qui sera rediscutée en section suivante. L'utilisation du variogramme (1) conduit au calcul des abaques de la Fig. 1(b) qui donnent l'incertitude relative d'estimation de la pluie moyenne événementielle sur des surfaces carrées dont le coté varie de 10 à 100 km pour deux configurations de réseau (on se reportera à Lebel *et al.*, 1995 pour d'autres configurations). Cette incertitude varie de 100% pour le cas le plus défavorable (une station sur 100 × 100 km² pour un cumul de 1 mm) à 5% pour le cas le plus favorable (huit stations sur 10 × 10 km² pour un cumul de 100 mm). Lebel & Amani (1998) ont comparé ces résultats à ceux de Huff (1970) qui ont longtemps fait référence et qui concernent les plaines du Middle West américain. Il en ressort que, comparées aux erreurs calculées par Huff, les erreurs affectant l'estimation du cumul événementiel sur une surface de 100 à 10 000 km² au Sahel est: (a) généralement plus forte; (b) décroît moins vite avec l'augmentation du nombre de postes utilisés sur une surface donnée. Pour 10 postes répartis sur 1000 km², Huff donne 3 mm d'incertitude pour une pluie de 100 mm, alors que nous l'estimons à 10 mm sur le Sahel. Pour une pluie de 10 mm le rapport des deux erreurs est ramené à 60% (0.7 mm pour le Middle West, 1.2 mm pour le Sahel).

L'ECHELLE MULTI-EVENEMENTIELLE

Lebel & Le Barbé (1997) ont montré par le calcul que le variogramme d'un champ N -événementiel pouvait se déduire du variogramme d'un champ événementiel par la formule suivante:

$$\gamma(Z_1, Z_2) = \gamma_{Ne} = N_{12} \cdot \gamma_e + m_H^2 (N_1 + N_2) / 2 - N_{12} + \gamma_N \quad (2)$$

avec:

γ_{Ne} , variogramme N -événementiel et m_H^2 : variance du processus événementiel,

γ_e , variogramme événementiel (donné dans notre cas par l'expression 1),

γ_N , variogramme du nombre d'événements,

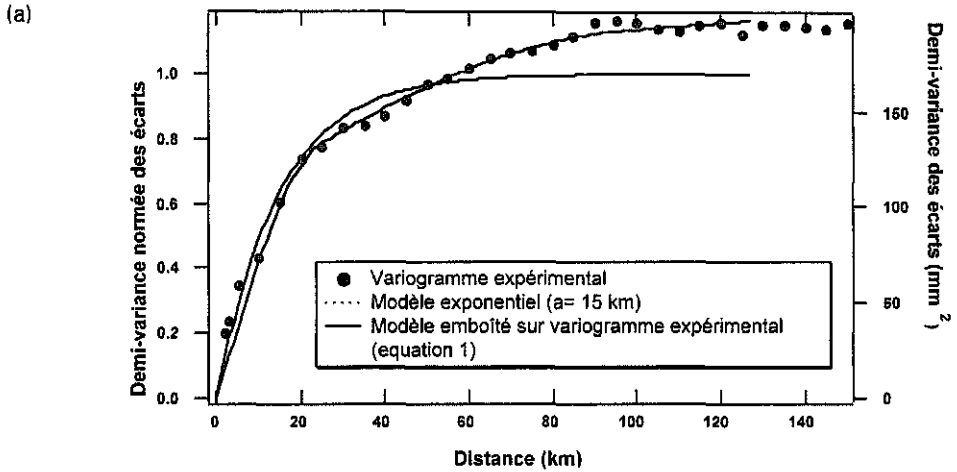
Z_1 et Z_2 , deux points de l'espace euclidien à deux dimensions

N_1 et N_2 , nombre d'événements ayant touché respectivement Z_1 et Z_2 , sur la période considérée,

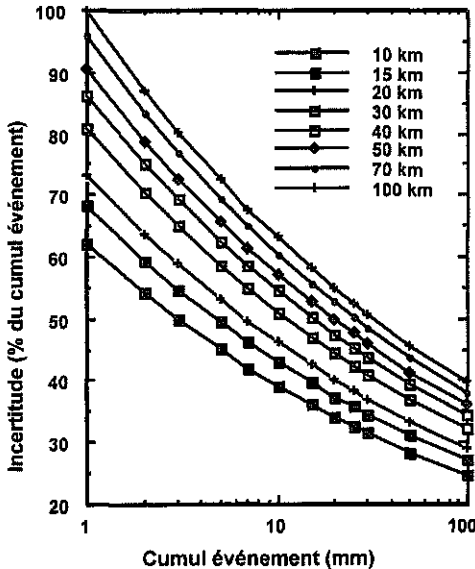
N_{12} , nombre d'événements ayant touché simultanément Z_1 et Z_2 ($N_{12} = \min \{N_1, N_2\}$).

Comme mentionné ci-dessus, le variogramme événementiel présente une

anisotropie, faible pour les deux structures à 25 et 95 km caractérisant respectivement la taille des groupes de cellules et celle des amas convectifs, plus marquée pour la structure de grande échelle (300 km dans l'expression (1)). Par



(b) 1 station un carré de côté a ($10 < a < 100$ km)



8 stations sur carré de côté a ($10 < a < 100$ km)

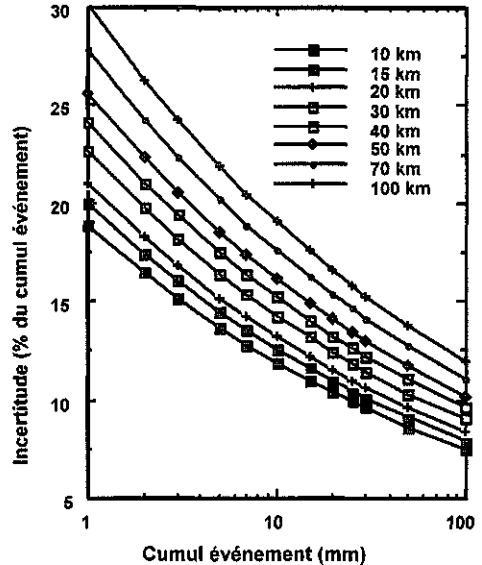


Fig. 1(a) Variogramme à structures emboîtées modélisant la structure spatiale des champs de pluie événementiels associés aux Systèmes Convectifs de Mésos-échelle au Sahel. Le variogramme expérimental a été calculé à partir de 258 SCM observés par le réseau dense de pluviographes d'EPSAT-Niger entre 1990 et 1995. Le variogramme exponentiel simple est une approximation acceptable du variogramme emboîté pour les distances inférieures à 40 km. (b) Incertitudes d'estimation de la lame d'eau moyenne événementielle calculées à l'aide du variogramme de la Fig. 1(a). Les surfaces considérées sont des carrés dont le côté est compris entre 10 et 100 km. L'incertitude est donnée en % de la lame d'eau estimée. On considère deux réseaux dont les stations sont réparties régulièrement sur le carré considéré.

comparaison, le variogramme du nombre des événements, qui peut être étudié à partir d'images satellitaires, présente une forte anisotropie, liée au gradient climatique nord-sud, et une distances de corrélation de quelques centaines de km. D'après l'expression (1), $\gamma_e = m_H^2$ pour $h > 300$ km. On montre alors que le deuxième terme de l'expression (2) (variabilité liée au nombre d'événements), a un poids croissant lorsque N croît. Le long de l'axe nord-sud, ce deuxième terme est parabolique, du fait du gradient linéaire du nombre d'événements selon cet axe. Sur

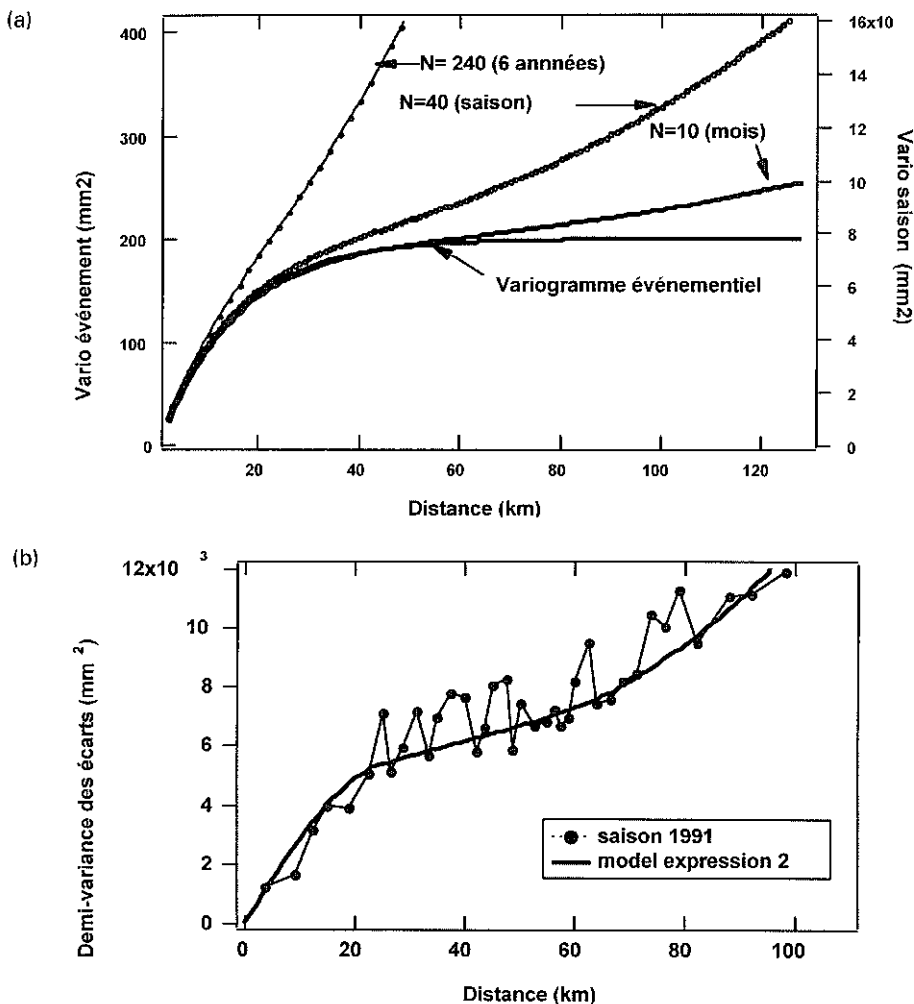


Fig. 2 (a) Variogramme N -événementiel 1-D (direction nord-sud) calculé d'après l'équation (2). On voit que, lorsque N augmente, la "mémoire" du variogramme événementiel sous-jacent s'efface de plus en plus, pour ne plus persister que sur les faibles distances. Pour comparer les différents variogramme on a adopté une échelle verticale différente pour le variogramme événementiel (gauche) de celle utilisée pour les variogrammes N -événementiels (droite). (b) Illustration de cette propriété avec le variogramme saisonnier de 1991 (données EPSAT-Niger: 45 SCM observés cette année là). On voit nettement apparaître la structure parabolique aux distances supérieures à 50 km.

la Fig. 2(a), obtenue en calculant γ_{Ne} monodirectionnel (axe nord-sud) pour trois valeurs de N , on constate que l'influence du terme parabolique n'est d'abord visible qu'aux grandes distances ($N = 10$, $h > 70$ km) puis devient progressivement prépondérante lorsque N augmente ($N = 40$, $h > 45$ km; $N = 240$, $h > 20$ km). Ce calcul rend bien compte des observations de Taupin *et al.* (1998) qui montrent qu'en cumulant plusieurs années de pluie (7 années sur leur Fig. 2), le gradient nord-sud du cumul pluviométrique et l'orientation est-ouest des isohyètes, difficilement détectables une année donnée, apparaissent clairement. En d'autres termes, lorsqu'on "empile" un grand nombre d'événements, la variabilité liée aux structures convectives, qui domine à l'échelle de l'événement, s'efface derrière la variabilité du nombre d'événements. Le Tableau 1 illustre la décroissance de l'erreur relative quand N augmente. Cette propriété est aussi manifeste dans les Figs 4, 5 et 6 de Taupin *et al.* (1998), et peut être vue comme un autre effet de l'empilement de N événements.

Tableau 1 Incertitudes absolues (mm) et relatives (%) pour trois réseaux réguliers sur une surface de 100×100 km² et trois valeurs de N . $N = 5$ and $N = 10$ représentent typiquement le nombre moyen d'événements pour juin et août. Les chiffres sont donnés pour des valeurs moyennes, la pluie moyenne événementielle étant de 16 mm.

| | Événement (16 mm) | | $N = 5$ (80 mm) | | $N = 10$ (160 mm) | |
|-----------|-------------------|-----|-----------------|-------|-------------------|-------|
| 1 poste | 9.2 mm | 58% | 23.0 mm | 29.0% | 34.0 mm | 21.0% |
| 4 postes | 4.1 mm | 26% | 10.3 mm | 13.0% | 15.0 mm | 9.3% |
| 10 postes | 2.2 mm | 14% | 5.5 mm | 6.9% | 8.0 mm | 4.9% |

CONCLUSION

L'approche développée autour de la notion de variogramme N -événementiel permet de bien rendre compte des propriétés des champs pluviométriques décrites par Taupin *et al.* (1998). Un certain nombre de points nécessitent cependant des développements, en particulier: (a) l'étude du variogramme du nombre d'événements à partir d'images satellitaires; (b) une étude plus systématique de l'anisotropie des variogrammes expérimentaux pour différentes valeurs de N ; (c) l'effet du cycle intra-saisonnier, les propriétés spatiales des SCM présentant des fluctuations en cours de saison des pluies.

REFERENCES

- Huff, F. A. (1970) Sampling errors in measurement of mean precipitation. *J. Appl. Met.* 9(1), 35-44.
- Guillot, G. & Lebel, T. (1998) Sahelian rainfall fields modelling with meta-gaussian random functions. 2: Parameter estimation and comparison to data. *Stochastic Hydrol. Hydraul.* In press.
- Le Barbé, L. & Lebel, T. (1997) Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.* 188-189, 43-73.
- Lebel *et al.* (1995) La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel: apports de l'expérience EPSAT-Niger. In: *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement* (ed. par P. Chevallier & B. Pouyaud) (Proc. Colloq. Paris, May 1995, A tribute to Jean Rodier), 77-98. IAHS Publ. no. 238.
- Lebel, T. & Amani, A. (1998) Rainfall estimation in the Sahel: what is the ground truth? *J. Appl. Met.* In press.
- Lebel, T. & Le Barbé, L. (1997) Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel: 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *J. Hydrol.* 188-189, 97-122.

- Taupin, J. D., Amani, A. & Lebel, T. (1998) Variabilité spatiale des pluies au Sahel: une question d'échelles. 1. Approche expérimentale. In: *Water Resources Variability in Africa during the XXth Century* (ed. par E. Servat, D. Hughes, J.-M. Fritsch & M. Hulme) (Proc. Abidjan'98 Conf., November 1998). IAHS Publ. no. 252, this volume.