

## Exemple de dispersion spatiale des pluies au Sahel: la pluviosité du bassin de la mare d'Oursi au Burkina Faso

A. M. SICOT

ORSTOM/Institut des Radio-Isotopes, Université de Niamey, BP 10727, Niamey, Niger

**Résumé** Une forte dispersion spatiale des pluies est enregistrée près de la Mare d'Oursi dans la partie nord du Burkina-Faso. Cette dispersion spatiale mesurée par le coefficient de variation des pluies à différentes échelles, dépend des caractéristiques biophysiques du paysage, diminue avec la hauteur pluviométrique et augmente avec l'aire de la zone concernée. Une formulation empirique qui tient compte des effets de ces facteurs est proposée. Elle permet d'estimer la précision et l'aire d'influence des données pluviométriques et d'apprécier la validité et les limites de leurs extrapolations.

### INTRODUCTION

Au Sahel, la dispersion pluviométrique gêne considérablement les recherches et travaux sur le cycle de l'eau et du bilan hydrique, posant notamment des problèmes quant à l'adéquation des mesures et leur représentativité par rapport aux aires d'étude. De nombreux modèles ont été proposés pour maîtriser la dispersion pluviométrique en milieu naturel (Delhomme, 1976; Creutin, 1979; Tourasse, 1981). Mais, le nombre même de ces modèles, la variété de leur formulation témoignent de la complexité des difficultés rencontrées et justifient la nécessité de poursuivre des travaux empiriques locaux et des études théoriques approfondies.

Cet article porte sur la dispersion spatiale des pluies journalières à l'échelle d'un système hydrologique d'environ 265 km<sup>2</sup> centré sur le bassin de la Mare d'Oursi, au nord du Burkina-Faso.

### LE MILIEU NATUREL DU BASSIN DE LA MARE D'OURSIS

Les environs de la Mare d'Oursi, système hydrologique endoréique dans l'extrême nord du Burkina-Faso, se situe entre 14°33' et 14°41' N et 0°26' et 0°40' W.

Les données climatiques typiquement sahéliennes ont été collectées de 1976 à 1981 par Claude *et al.* (1982).

Dans cet ensemble d'environ 265 km<sup>2</sup>, le milieu naturel est très diversifié. C'est par dizaines que se dénombrent les unités et les faciès d'unités, notamment les composantes géomorphologiques (Joly *et al.*, 1980), pédologiques (Leprun, 1977) et phytosociologiques (Toutain, 1976; Grouzis,

ORSTOM Fonds Documentaire

N° 34.752 ex 1

Cote B

PGO M

23 OCT. 1991

1979) de cet écosystème.

Sur le plan de la rugosité, c'est-à-dire de la résistance aérodynamique opposée au vent et à la pluie, on passe du glaciais dénudé aux "bois et galeries armés" des abords des bas-fonds et thalwegs.

Ce microcosme d'éléments disparates présente néanmoins une organisation sous-jacente de type toposéquenciel (Sicot, 1978).

## MATERIEL ET METHODE

Le dispositif expérimental comprend sept bassins versants hydrologiques (Djalafanka, Kolel, Gountouré, Outardes, Polaka, Taïma, Tchalol), une station météorologique à Djalafanka (Claude *et al.*, 1978), six parcelles agrologiques (Sicot, 1978).

Environ 80 pluviographes et pluviomètres totalisateurs, journaliers, au sol (pluviomètres Snowdon à grille anti-rebonds), y ont été disposés pour l'étude des pluies journalières.

La dispersion spatiale des pluies journalières a été estimée à partir de l'enveloppe des coefficients de variation (CV) déterminée par voie graphique à diverses échelles de temps et d'espace.

## RESULTATS

### Adéquation des mesures pluviométriques à la pluie

Les moyennes des données pluviométriques journalières, collectées de 1976 à 1981 par Claude *et al.* (1988), ont été publiées par Chevalier *et al.* (1985).

Au Tableau 1 sont regroupés pour les 27 averses enregistrées en 1981 à Djalafanka: les hauteurs pluviométriques  $P(1m)$  et  $P(sol)$  mesurées à 1 m du sol et au sol, la différence  $dP = P(sol) - P(1m)$ , l'intensité moyenne  $I$  et la durée  $t$  des averses, ainsi que la vitesse moyenne  $V$  du vent qui les accompagne.

On constate que les mesures pluviométriques au sol, systématiquement supérieures aux mesures correspondantes dans l'air à 1 m, sont liées par la régression linéaire:

$$P(sol) = 1.56 P(1m) - 1.10 \quad (1)$$

La valeur élevée du coefficient de corrélation ( $r = 0.98$ , pour  $n = 27$ ), indique la bonne qualité de la liaison. La généralité du biais de mesure, explicité par:  $P(sol) = aP(1m) + b$  avec  $r^2 > 0.9$ , pour  $20 \leq n \leq 50$ , est confirmée dans tous les bassins hydrologiques (Tableau 2).

Les coefficients  $a$  et  $b$  sont des variables aléatoires fluctuant avec le site étudié;  $a$  diffère significativement de 1, mais  $b$  n'est pas différent de 0 (10% de niveau de signification).

On a par ailleurs:  $P(1m) = 1.15 P(2m) - 29.6$  ( $r = 0.98$ , pour  $n = 5$ )

Tableau 1 Caractéristiques principales des pluies à Djalafanka, Burkina Faso, en 1981

Variations pluviométriques:			Facteurs explicatifs:		
Pluie au sol (mm)	Pluie à 1 m (mm)	dP (mm)	Vent à 2 m (m s <sup>-1</sup> )	Intensité (m s <sup>-1</sup> )	Durée (min)
3.0	3.0	0.0	21.8	2.4	15
1.3	1.0	0.3	4.5	1.0	60
9.7	8.0	1.7	23.2	32.0	15
1.0	0.7	0.3	14.4	13.0	5
1.0	0.7	0.3	15.5	0.2	135
80.9	55.7	25.2	89.4	40.4	55
25.6	17.9	7.7	45.6	31.2	25
9.5	6.9	2.6	40.0	24.0	15
8.3	7.0	1.3	27.0	20.0	30
3.3	2.2	1.1	3.9	15.0	10
3.3	2.7	0.6	13.5	9.2	20
8.2	6.1	2.1	24.0	18.4	20
58.0	34.2	23.8	39.5	50.8	35
3.2	2.2	1.0	25.7	21.4	7
8.6	7.1	1.5	22.0	32.0	15
28.2	21.9	6.3	22.0	30.0	30
70.0	35.0	35.0	60.0	55.5	40
9.5	7.4	2.1	38.0	46.0	15
39.3	30.5	8.8	42.0	50.0	30
3.2	2.6	0.6	20.0	12.0	15
47.8	34.1	13.7	37.8	48.6	35
14.1	9.9	4.2	20.0	28.0	35
7.0	5.7	1.3	40.0	44.0	15
1.6	1.0	0.6	16.7	1.1	55
6.5	4.3	2.2	25.3	1.8	30
4.0	3.3	0.7	30.0	30.0	10
14.8	10.7	4.1	13.3	6.1	85

Tableau 2 Régression pluie au sol - pluie à 1 m dans le bassin

Station	Période	n	r <sup>2</sup>	a	b
Djalafanka	1977	28	0.97	1.31	-0.93
	1978	28	0.96	1.24	-0.24
	1979	32	0.97	1.43	-1.57
	1980	24	0.98	1.36	-2.00
	1981	31	1.00	1.57	-2.12
	1977-1981	139	0.98	1.43	-1.80
Kolel	1979	22	0.96	1.35	-0.52
	1980	23	0.99	1.26	-0.52
	1981	28	0.96	1.04	-2.50
	1979-1981	73	0.91	1.24	-1.23
Tchalol	1979	32	0.98	1.38	-0.82
	1980	21	0.98	1.36	-0.85
	1979-1980	53	0.98	1.36	-1.08
Gountouré	1979	25	0.96	1.20	-0.27
	1980	22	0.99	1.17	-0.22
	1979-1980	47	0.98	1.18	-0.33
Outardes	1979	30	0.85	1.47	-0.75
	1980	20	0.95	1.35	-0.35
	1979-1980	50	0.93	1.38	-0.97
Bassin	1979-1980	278	0.97	1.33	-0.01

pour les pluies annuelles, les coefficients  $a$  et  $b$  ne différaient pas respectivement de 1 et de 0. Il n'y a donc pas de biais entre les mesures effectuées dans l'air. La différence  $dP = P(\text{sol}) - P(1\text{m})$  est fortement corrélée à la vitesse du vent. On a :

$$dP = 0.37V - 5.2, r(dP, V) = 0.75^{**}$$

étant hautement significatif (1%).

Les coefficients de corrélation partielle  $r(dP, I) = 0.15$  et  $r(dP, T) = 0.66^{**}$  indiquent l'indépendance de  $dP$  et  $I$ , ainsi qu'une liaison hautement significative entre  $dP$  et  $T$ . Comme par ailleurs,  $V$  et  $T$  sont fortement liées, on peut s'arrêter à la régression (1) ci-dessus.

### Dispersion spatiale des pluies

La répartition spatiale de la pluie est très hétérogène dans le bassin de la Mare d'Oursi. Les réseaux isohyètes esquissés de 1976 à 1981 par Claude *et al.* (1982) et Sicot (1978) en témoignent (Fig. 1). Ils se distinguent et fluctuent par l'étendue des écarts pluviométriques annuels (125 mm, 120 mm, 174 mm et 130 mm entre 1977 et 1981) et par la dissymétrie et les variations de leur configuration. En 1978 ont été enregistrés conjointement un gradient pluviométrique de 90–100 mm de pluie sur 3 km dans le secteur sud du bassin, et un autre de moins 10 mm sur 3 km au centre (Fig. 1(a)). Les positions des minima et maxima pluviométriques fluctuent annuellement et au cours de la saison.

L'effet orogénique sur le pourtour est discret de même pour celui de la végétation.

### Formulation de la dispersion spatiale de la pluie

Parmi les facteurs susceptibles d'influer sur la dispersion spatiale des pluies (DSP), on peut citer la hauteur pluviométrique, la surface de la zone étudiée et ses caractéristiques biophysiques qui déterminent sa rugosité.

L'incidence de la hauteur pluviométrique sur la DSP est illustrée par la Fig. 2 où sont regroupés les CV relatifs aux pluies journalières, mensuelles et annuelles, des bassins versants. L'enveloppe des CV, la courbe d'équation  $CV = 374.7 P^{-0.514}$ , montre la décroissance du coefficient de variation avec la hauteur pluviométrique.

L'incidence de la surface du site de mesure sur la DSP est analysée à la Fig. 3 où sont reportés les CV des pluies, par rapport à la surface  $S$  des bassins versants. En coordonnées logarithmiques, on obtient un faisceau de droites où, dans des intervalles pluviométriques déterminés, les CV augmentent linéairement avec la surface du site d'étude. Pour la gamme des pluies de 0.1 à 15 mm, on a, par exemple,  $CV = 153 S^{0.0996}$ .

L'incidence de la rugosité du site de mesure sur la DSP se note à la Fig. 2 comme en Fig. 3 par l'absence de parallélisme des droites enveloppes

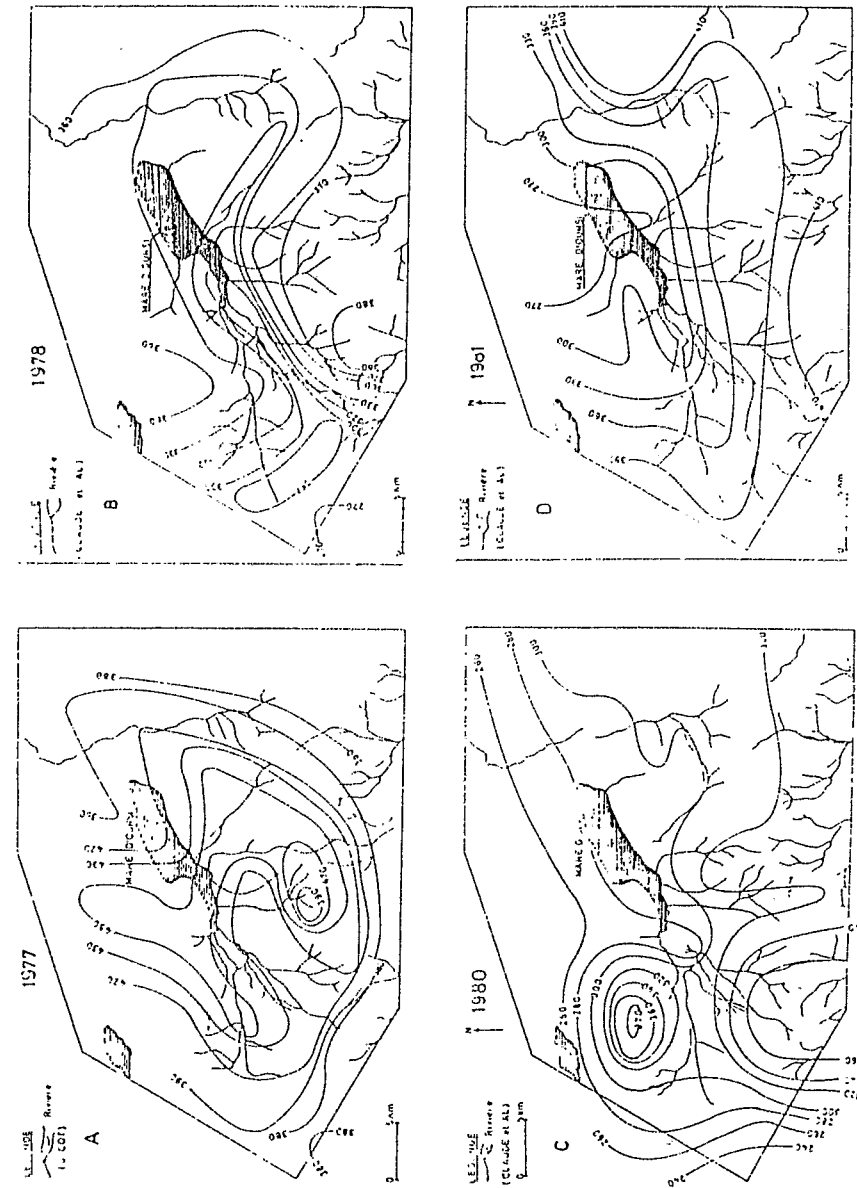


Fig. 1 Fluctuations annuelles de la dispersion spatiale des pluies dans le bassin.

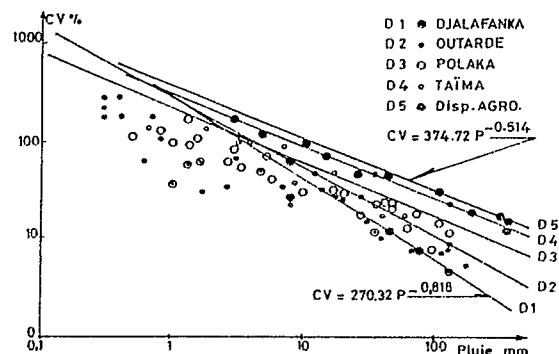


Fig. 2 Influence de la hauteur pluviométrique sur la dispersion spatiale des pluies.

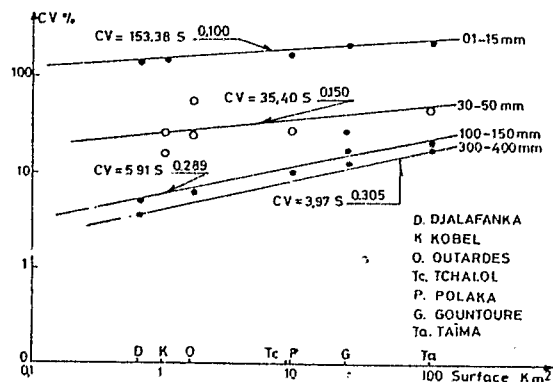


Fig. 3 Influence de la surface du site sur la dispersion spatiale des pluies.

des CV dans les bassins versants et le dispositif agrologique. La DSP évolue suivant des modalités à la fois spécifiques au site de mesure (Fig. 3) et à l'échelle pluviométrique (Fig. 2). Cet effet, ainsi que ceux d'éventuels autres facteurs non pris en compte, seront traités comme terme résiduel de l'action des deux facteurs précédents et représentés par un terme multiplicatif dans la formulation qui suit.

Formulation empirique de la DSP

La DSP mesurée par l'enveloppe des CV peut donc être estimée par l'équation:  $CV = A P^B S^C$ . On a, d'après la Fig. 3,  $CV = K S^C$ . ce qui entraîne:  $A P^B = K$ , soit  $\log A + B \log P = \log K$ .

$P = 350 \text{ mm}$  donne  $\log A + B \log 350 = \log 3.97$

$P = 7.5 \text{ mm}$  donne  $\log A + B \log 7.5 = \log 153.38$

soient  $B = -0.951$  et  $A = 1042.4$ .

La Fig. 3 montre également que CV varie avec P. Quand P prend successivement les valeurs 350, 125, 40 et 7.5 mm, CV vaut 0.305, 0.289, 0.150 et 0.100 ce qui conduit à  $CV = 0.139 + 0.001P$ .

D'où la formulation générale:

$CV = 1042.4P^{-0.951} S^{(0.139 + 0.001P)}$

Soit  $\log CV = 6.949 - 0.951 \log P + (0.139 + 0.001P) \log S$ , équation empirique qui permet d'estimer la DSP mesurée par le coefficient de variation de la pluie en fonction de la hauteur pluviométrique, de l'aire et des caractéristiques biophysiques du site de mesure.

DISCUSSION

La distorsion non aléatoire des mesures pluviométriques dans l'air est un artéfact de mesure quantifié par la régression linéaire. Il est induit directement par le vent qui crée au niveau du réceptacle pluviométrique des tourbillons d'autant plus violents que sa vitesse est élevée. Ces tourbillons ont pour effet d'éjecter une partie de l'eau du récipient. La rugosité du site (relief, végétation) atténue et annule cet effet au niveau du sol. Ce dernier fait se vérifie au Tableau 2 où la distorsion des mesures est moins importante dans le site boisé du Gountouré ( $1.17 \leq a \leq 1.20$ ) que dans le glacis dénudé de Djalafanka ( $1.24 \leq a \leq 1.57$ ). Notons que la pluie et le vent sont intimement liés par une origine commune, les géopotentiels de pressions ou de températures qui chargent en humidité et mettent en mouvement l'air océanique (Naturel & Lambergeon, 1981).

La distorsion des mesures pluviométriques dans l'air, par rapport à la pluie tombant au niveau du sol est bien connue, même s'il n'en est pas fait souvent mention. Elle revêt de l'importance dans toutes les zones climatiques en cas d'averses orageuses: 18-20% au Danemark (Aslyng & Hensen, 1982), 30-40% pour certaines pluies de Tunisie (Riou & Chartier, 1981), 20% au lac de Bam au Burkina Faso (Chevallier et al., 1985), 10% en région parisienne (Geonana & Oberlin, 1977).

La dispersion spatiale des pluies est aussi un phénomène bien connu. On ne peut que s'étonner de son ampleur dans le site relativement réduit du bassin de la Mare d'Oursi. Elle a pour origine l'hétérogénéité hydrique de la masse d'air océanique et les limitations spatiales des mécanismes et formations nuageuses qui déclenchent la pluie (Webster, 1981). Pour des géopotentiels thermiques élevés, par exemple, l'air maritime est fortement chargé en humidité, et sur ce plan très homogène. Il en découle des pluies abondantes, homogènes et étendues dans l'espace.

L'empirisme de l'estimation de la DSP a été conditionné par le peu

d'efficacité de la pondération ou des techniques géostatistiques modernes (Lebel, 1984). La moyenne pluviométrique annuelle du bassin, pondérée selon Thiessen ne diffère pas statistiquement de la moyenne arithmétique des mesures, et on ne peut pas y appliquer un vecteur pluviométrique régionalisé (Chevallier *et al.*, 1985).

Le coefficient de variation des mesures pluviométriques est un estimateur simple, quasi-intuitif de la DSP qui s'adapte bien à l'exploitation des chroniques de données en temps différé, permet d'apprécier la précision des données en fonction de l'aire du site d'étude et donne la possibilité de rationaliser le réseau de mesures en fonction des buts poursuivis.

### CONCLUSION

Les pluies sahéliennes tombant en averses orageuses accompagnées de vents violents et tourbillonnaires sont très hétérogènes, dans les environs de la Mare d'Oursi en particulier. Il en découle une forte distorsion des mesures pluviométriques normalisées dans l'air, déficitaires par rapport à l'eau arrivant réellement au sol, distorsion qui augmente avec la vitesse du vent, ainsi qu'une importante dispersion spatiale, fonction spécifique des caractéristiques biophysiques du site de mesure, qui décroît avec la hauteur pluviométrique et croît avec l'aire du site de mesure.

Cette dispersion spatiale des pluies est difficilement contrôlable par les techniques de pondération ou de géostatistique.

L'estimateur proposé rend compte de la précision des mesures de la validité de leur extrapolation. Il est complètement empirique. Mais peut-il en être autrement compte tenu des particularités et disparités du site étudié?

### REFERENCES

- Aslyng, H. C. & Hansen, S. (1982) *Water Balance and Crop Production Simulation*. Royal Vet. Agric. Univ. Copenhagen.
- Chevallier, P., Claude, J., Pouyaud, B. & Bernard, A. (1985) *Pluies et Crues au Sahel. Hydrologie de la Mare d'Oursi (Burkina-Faso, 1976-1981)*. Edition ORSTOM.
- Claude, J., Bernard, A., Saadoun, N., Bardin, E. & Lointier, M. (1978-1981) Etude hydrologique de sept bassins versants alimentant la Mare d'Oursi. T1-T4. ORSTOM, Ouagadougou, multigraphié.
- Claude, J., Bernard, A., Touiri, H. & Albergel, J. (1982) Observations climatologiques à la station de Djalafanka et observations hydrologiques à Koler, Djaiafanka et la Mare d'Oursi, année 1981. ORSTOM, Ouagadougou, multigraphié.
- Creutin, J. D. (1979) Méthodes d'interpolation optimale de champs hydrométéorologiques. Comparaison et application à une série d'épisodes cévenols. Thèse de Docteur-Ingénieur, USMG-INPG-Grenoble.
- Delhomme, J. P. (1976) Applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Thèse de Docteur-Ingénieur, Ecole des Mines de Paris, France.
- Goenana, M. & Oberlin, G. (1977) Etude critique d'une approche de l'ETR journalière d'un bassin versant à partir d'une estimation locale du rayonnement net. *La Météo.*, ser. VI, no. 11, 77-88.
- Grouzis, M. (1979) Structure, composition floristique et dynamique de la production de la matière sèche de formations végétales sahéliennes (Mare d'Oursi, Haute-Volta). DGRST-ORSTOM.
- Joly, F., Dewolf, Y. & Riou, G. (1980) Le bassin de la Mare d'Oursi (Haute-Volta). Etude géomorphologique et géodynamique. *Contraintes naturelles*. Université Paris VII, DGRST.

#### Travaux du Laboratoire de Géographie Physique no. 7.

- 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, Univ. Grenoble.
- Leprun, J. C. (1977) Esquisse géologique à 1/50.000 des alentours de la Mare d'Oursi avec notice et analyse des sols. DGRST-ORSTOM.
- Naturel, G. & Lambergeon, D. (1981) Etude de corrélations pluies d'Afrique occidentale et géopotentiels à 500 mb sur l'hémisphère nord. Rapport interne de Météo. Nat.
- Pouyaud, B. (1985) Contribution à l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec. Exemples de lac de Bam et de la Mare d'Oursi (Burkina-Faso), du lac Tchad et d'açudes de nordeste brésilien. Thèse Univ. Paris Sud.
- Riou, C. & Chartier, R. (1981) La station hydroclimatique du Mornag. No. 1. Description et résultats 1980-1981. Rapport DRES-ORSTOM, Tunis, multigraphié.
- Sicot, A. M. (1978) Cycle de l'eau et bilan hydrique dans les écosystèmes types du bassin versant de la Mare d'Oursi. ORSTOM, Ouagadougou.
- Tourasse, P. (1981) Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues. Thèse de Docteur-Ingénieur, USMG-INPG-Grenoble.
- Toutain, B. (1976) Notice de la carte des ressources fourragères au 1/50.000 DGRST-IEMVT.
- Webster, P. (1981) Les moussons. *Pour la Science*, oct. 1981, 88-89.