

# MESURE DE PLUIE PAR RADAR DANS LES LIGNES DE GRAINS SAHELIENNES A L'AIDE D'INTEGRALES SPATIO-TEMPORELLES

## MEASUREMENT OF RAINFALL BY RADAR IN SAHELIAN SQUALL LINES USING SPATIO-TEMPORAL INTEGRALS

Par S. RAMOS-BUARQUE\* et H. SAUVAGEOT\*

### 1. INTRODUCTION

La connaissance des champs de précipitation dans les régions tropicales est indispensable pour comprendre et modéliser les échanges énergétiques globaux (Simpson et al., 1988). Ce problème est d'ailleurs l'un des objectifs prioritaires du programme international GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment).

Cependant, l'observation à l'échelle du globe de l'évolution temporelle du champ de précipitation n'est accessible qu'à partir de méthodes satellitaires. C'est pourquoi le développement d'algorithmes d'interprétation des données satellitaires en terme de champ de précipitation fait l'objet d'un effort de recherche soutenu. Le programme EPSAT (Guillot, 1988 ; Lebel et al., 1992) s'inscrit dans la logique de cette préoccupation. La filière développée dans le cadre d'EPSAT sur le site de Niamey au Niger pour obtenir des données sol fiables, en vue de leur confrontation avec les observations spatiales, comporte un radar bande C numérisé (Sauvageot et Despau, 1990) et un réseau dense de pluviographes couvrant 16.000 km<sup>2</sup>. Un bilan de quatre années de campagne 1990 à 1993 est présenté dans Lebel et al. (1994).

L'association de ces deux techniques, radar et réseau pluviométrique dense, constitue la solution la meilleure pour obtenir des mesures précises et détaillées de l'évolution spatiotemporelle du champ de pluie (Sauvageot, 1992). C'est aussi la plus coûteuse et la plus malaisée à mettre en œuvre en raison de la lourdeur de gestion du réseau pluviographique. Elle est concevable dans le contexte d'un programme de recherche mais pas dans celui d'une mise en œuvre opérationnelle. Dans ce dernier cas, le radar seul (i.e. sans réseau associé), par la simplicité de son utilisation, par l'étendue de la surface observée, offre d'incontestables avantages. Il présente cependant une faiblesse concernant la précision des mesures ponctuelles de précipitation qu'il permet d'obtenir. En l'absence de réseau d'étalonnage au sol, la mesure d'intensité de pluie en un point présente une incertitude pouvant atteindre 300 %.

### 1. INTRODUCTION

To understand and modelize global energetic exchanges in tropical regions, knowledge of rainfall fields is indispensable (Simpson and al., 1988). Moreover, this problem is one of the main objectives of the GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment) programme.

However, observation on a global scale of the temporal evolution of precipitation fields is only possible using satellite methods. This is why the development of interpretation algorithms for satellite data, in terms of the precipitation field, has been the object of sustained research. The EPSAT programme (Guillot, 1988, Lebel and al., 1992) falls within this framework. The network developed by EPSAT at Niamey in Niger to obtain reliable ground data, with the view of comparing this information with satellite observations, has a digitized C radar band (Sauvageot and Despau, 1990) and a dense network of rain-gauges covering 16.000 km<sup>2</sup>. An evaluation of four year measurements 1990-1993 can be found in Lebel and al. (1994).

The combined use of these two techniques, radar and a dense pluviometric network, is the best way of obtaining precise and detailed measurements of the spatio-temporal evolution of the rain field (Sauvageot, 1992). It is also the most expensive and the most complicated to implement, due to the onerous management of the rain-gauge network. It is possible to use this procedure in the context of a research programme but it cannot be implemented in an operational context. In the latter case, the radar by itself (i.e. without the associated network), due to its simplicity of use and the size of the observed area, offers undeniable advantages. However, the weakness of this method lies in the inaccuracy of its point rainfall measurements. In the absence of a ground calibrated network, the measurement of rainrate intensity at a point is imprecise and inaccuracies can be as high as 300 %.

---

\*Université Paul Sabatier (Toulouse III) - Laboratoire d'Aérodynamique - CRA - 65300 Lannemezan, France.

Pour valider les données spatiales, l'information utile n'est pas l'intensité de pluie en un point, ni même le détail de la distribution spatio-temporelle de l'intensité de pluie pour l'ensemble des pixels constituant l'aire d'observation. Une telle information est inadap-tée et encombrante ! La donnée utile est l'intensité de pluie moyenne sur une aire. Pour les modèles clima-tiques la hauteur d'eau ou le volume précipité sur une aire pendant un certain intervalle de temps est même suffisante.

En principe une mesure globale, i.e. intégrant les fluctuations dans l'espace et le temps, de la quantité mesurée, doit être plus précise qu'une mesure ponc-tuelle. C'est pourquoi, dans le cadre d'EPSAT, il a été décidé d'étudier les performances que l'on peut attendre des méthodes à seuil pour estimer par radar l'intensité moyenne des précipitations sur une aire. L'objet de cette courte note est de présenter briève-ment la méthode et les premiers résultats obtenus dans le cas des lignes de grain, lesquelles constituent le principal type d'organisation des systèmes pour-voyeurs de pluie dans la bande soudano-sahélienne.

## 2. CONCEPTS DE BASE ET DÉFINITIONS

Le volume de pluie total  $V$  déposé au sol par un système précipitant pendant sa durée de vie  $T$  peut être exprimé très simplement par :

$$V = \int_T \int_A R dA dt \quad (1)$$

où  $R$  est le taux de pluie au temps  $T$  dans un élé-ment de surface  $dA$ . En introduisant le taux de pluie moyen  $R_c$  généré par le système, on peut écrire :

$$V = R_c \int_T \int_A dA dt \quad (2)$$

Doneaud et al. (1981, 1984) ont établi expérimen-talement la relation linéaire ci-dessus. A l'aide d'un radar, ils ont estimé  $V$  et l'intégrale du second membre de l'équation (2) pour un certain nombre de cas d'orages observés dans le nord des Etats-Unis. Ils trouvent entre ces deux termes un coefficient de corrélation de 0,98, donc une liaison très serrée.

En réalité, le radar n'est capable de mesurer la pluie que si le taux de pluie est supérieur à un seuil minimum détectable. C'est pourquoi il est opportun de réécrire l'équation (2) en introduisant le seuil de taux de pluie  $\tau$ . Si  $A(\tau)$  est la surface moyenne occupée par les échos radar correspondant à un taux de pluie supérieur à  $\tau$ , pendant la durée d'observation  $T$  du système, il vient :

$$V = S(\tau) [A(\tau) T]. \quad (3)$$

$S(\tau)$  s'interprète comme le facteur de proportion-nalité entre  $V$  et le terme entre parenthèses, lequel représente l'intégrale spatio-temporelle de l'aire pour laquelle  $R > \tau$ .

In order to validate spatial data, the information which is useful, is not the rainfall rate at a point, or even details of the rainrate spatio-temporal distribu-tion, for all the pixels making-up the observation area. Such information is not adapted and is cumbersome ! It is the rate of mean rainfall over an area which is use-ful. For climate models, the rainfall depth or the preci-pitated volume over an area for a defined step of time is quite sufficient.

As a rule, a global measurement, i.e. integrating the fluctuations in time and space, of the measured quantity, must be more accurate than a point measu-rement. This is why, in the EPSAT framework, it has been decided to study the performances that one can expect from thresholding methods used to estimate, by means of radar, the mean rainrate over an area. The aim of this short article is to concisely describe the method and the first results obtained in a study of squall lines, which make up the principal type of orga-nisation of rain bearing systems in the Sudanese-Sahelian area.

## 2. BASIC CONCEPTS AND DEFINITIONS

The total volume of rain  $V$  reaching the ground, during the life-time  $T$  of a precipitating system, can be expressed very simply as follows :

$$V = \int_T \int_A R dA dt \quad (1)$$

where  $R$  is the rainrate at time  $T$  within a surface element  $dA$ . By introducing the mean rainrate  $R_c$  generated by the system, one can write :

$$V = R_c \int_T \int_A dA dt \quad (2)$$

Doneaud and al. (1981, 1984) experimentally established the above linear relation. Using radar, they estimated  $V$  and the integral of the right side of the equation (2), for a certain number of thunders-torms observed in the north of the United States. They found that the correlation coefficient between these two terms was 0.98, therefore they were very closely linked.

In reality, radar can only measure rainfall if the rainfall rate is above a minimum detectable threshold. Therefore it is necessary to re-write equation (2), introducing a rainfall rate threshold  $\tau$ . If  $A(\tau)$  is the mean area of radar echos corresponding to a rainfall rate higher than  $\tau$ , during the observation period  $T$  of the system, then :

$$V = S(\tau) [A(\tau) T]. \quad (3)$$

$S(\tau)$  can be interpreted as the proportionality fac-tor between  $V$  and the term in brackets, which repre-sents the area-time integral of the area where  $R > \tau$ .

A partir de l'équation (3), il est possible d'écrire l'expression du volume de pluie moyen généré par le nuage à l'instant  $t$  (i.e.  $V = V_t$  avec  $T = 1$ ) (Chiu, 1988 a, b ; Lopez et al., 1989). On a :

$$V_t = S(\tau) A(\tau) \quad (4)$$

Or, si l'on désigne par  $A_r$  la surface instantanée de la pluie (i.e. l'aire pour laquelle  $R > 0$ ) et si  $\langle R \rangle$  représente la moyenne du taux de pluie sur la surface  $A_r$ , on peut écrire :

$$\langle R \rangle = \frac{V_t}{A_r} \quad (5)$$

En substituant (5) dans (4), on obtient :

$$\langle R \rangle = S(\tau) \frac{A(\tau)}{A_r} \quad (6)$$

Le rapport  $F(\tau) = A(\tau)/A_r$  est appelé l'aire fractionnelle. L'utilisation de la surface  $A_r$  pour la mesure de l'aire fractionnelle n'est pas commode puisque le radar ne mesure pas  $A_r$ . Il est donc préférable de substituer à  $A_r$  une aire expérimentale, ou aire d'observation  $A_o$ . Cette aire  $A_o$  est par exemple la région annulaire observée lors d'un balayage panoramique du radar, ou l'aire occupée par un réseau de pluviomètres d'étalonnage ou par une zone urbanisée ou par toute autre surface utile constituant une référence eulérienne pour l'observation de la pluie avec le radar.

On peut écrire :

$$\frac{A(\tau)}{A_r} = \frac{A(\tau)}{A_o} \frac{A_o}{A_r} \quad (7)$$

En substituant (7) dans (6), le taux de pluie moyen sur la surface  $A_o$  à l'instant  $t$ , soit  $\langle R \rangle = V_t/A_o$ , s'exprime par :

$$\langle R_o \rangle = S(\tau) \frac{A(\tau)}{A_o} \quad (8)$$

En d'autres termes, la proportionnalité entre d'une part le volume de pluie  $V_t$  ou le taux de pluie moyen  $\langle R \rangle$  et d'autre part l'aire intégrale ou l'aire fractionnelle subsiste quelle que soit l'aire de référence utilisée pour écrire les équations (6) ou (8). Le facteur de proportionnalité  $S(\tau)$  reste le même quelle que soit la surface de référence considérée.

Ces diverses relations ne s'appliquent évidemment pas à un échantillon de faible étendue spatiale ou temporelle. Dans une discussion théorique des justifications de cette proportionnalité, Atlas et al. (1990) montrent qu'elle résulte du fait que, pour une région climatique donnée, la distribution du taux de pluie suit une fonction densité de probabilité  $P(R)$  bien précise. Cette fonction définit la relation entre le taux de pluie moyen et l'aire occupée par la pluie. Dès lors, la seule condition à l'application correcte des équations (6) ou (8) est que l'aire  $A(\tau)$  considérée soit suffisamment importante pour que la distribution des taux qui y sont observés soit représentative de  $P(R)$ . Un ordre de grandeur de l'aire minimale de  $A(\tau)$  se situe entre 5.000 et 10.000 km<sup>2</sup>.

From equation (3), it is possible to write the expression of mean rainfall volume generated by the cloud at instant  $t$  (i.e.  $V = V_t$  with  $T = 1$ ) (Chiu, 1988 a, b ; Lopez and al., 1989). therefore :

$$V_t = S(\tau) A(\tau) \quad (4)$$

But, if the surface of instantaneous rainfall is represented by  $A_r$  (i.e. the area for which  $R > 0$ ) and if  $\langle R \rangle$  represents the mean rainrate over the surface  $A_r$ , one can write :

$$\langle R \rangle = \frac{V_t}{A_r} \quad (5)$$

By substituting (5) in (4), one obtains :

$$\langle R \rangle = S(\tau) \frac{A(\tau)}{A_r} \quad (6)$$

The ratio  $F(\tau) = A(\tau)/A_r$  is called the fractional area. The use of the surface  $A_r$  to measure the fractional area is not very practical since it is not measured by the radar. It is therefore preferable to replace  $A_r$  by an experimental area, or an observation area  $A_o$ . This area  $A_o$  is, for example, the observed annular region during the radar's panoramic scan, the area covered by a network of calibration rain-gauges or by an urbanized zone or by any other useful surface, providing a Eulerian reference for rainfall observation by means of radar.

On can write :

$$\frac{A(\tau)}{A_r} = \frac{A(\tau)}{A_o} \frac{A_o}{A_r} \quad (7)$$

By replacing (7) in (6), the mean rainfall rate over the surface  $A_o$  at instant  $t$ , that is  $\langle R \rangle = V_t/A_o$ , is :

$$\langle R_o \rangle = S(\tau) \frac{A(\tau)}{A_o} \quad (8)$$

In other words, the proportionality between on the one hand the rainfall volume  $V_t$  or the mean rainfall rate  $\langle R \rangle$  and on the other hand the area integral or the fractional area holds, whatever the reference area used to write equations (6) or (8). The proportionality factor  $S(\tau)$  remains the same whatever the reference surface used.

These various relations of course do not apply to a sample which has a weak spatial or temporal spread. In a theoretical discussion of the justifications for this proportionality, Atlas and al., (1990), demonstrated that it results from the fact that for a given climatic region, the distribution of rainfall rates obeys a precise probability density function  $P(R)$ . This function defines the relation between the mean rainfall rate and the area affected by rainfall. Therefore, the only condition which is necessary for equations (6) or (8) to be accurate is that the area  $A(\tau)$  under consideration is sufficiently large so that the distribution of rates observed there, would be representative of  $P(R)$ . The minimal area of  $A(\tau)$  lies between 5000 and 10000 km<sup>2</sup>.

### 3. PREMIERS RÉSULTATS : ANALYSE ET DISCUSSIONS

Dans la présente étude, la surface pluvieuse minimum observée est de 5.000 km<sup>2</sup>. Les images traitées sont celles du type PPI (Plan Position Indicator) obtenues avec le radar de Niamey au Niger dans le cadre d'EPSAT Niger. Un exemple d'image est donné dans Sauvageot et Despaux (1990) et dans Taupin et al. (1992). La surface expérimentale  $A_0$  est définie par la couronne comprise entre 30 et 90 km de distance à partir du radar. Pour ces premières estimations quantitatives de la pluie par aires intégrales, nous avons considéré que 90 km est une valeur maximale de la distance car, en deçà de cette distance, la dimension latérale de la cellule de résolution du radar demeure inférieure à 2,5 km. Ainsi on évite l'effet indésirable sur le facteur de réflectivité radar de la bande-brillante due à la fusion de la glace à la traversée de l'isotherme 0°. Les données relatives à une distance inférieure à 30 km ont été éliminées en raison de la présence d'échos de sol.

La relation entre le taux de pluie moyen sur la surface expérimentale et la fraction de surface correspondant à  $R > \tau$  a été examinée pour différents seuils de  $\tau$ . Les taux de précipitations sont estimés à partir de la relation (Sauvageot et Despaux, 1990) :

$$Z = 411 R^{1,33} \quad (9)$$

où  $Z$  est le facteur de réflectivité radar et  $R$  le taux de pluie. Cette relation a été établie pour la région sahélienne. L'échantillon utilisé est constitué par cinq lignes de grains correspondant à un total de 75 images radar.

La *figure 1* illustre les résultats obtenus pour  $\tau = 2$  ; 5 ; 7 et 9 mm h<sup>-1</sup>. Elle montre que, lorsque  $\tau$  augmente, la pente  $S(\tau)$  augmente et la dispersion des points expérimentaux diminue. On note également que l'ordonnée à l'origine des droites de régression est légèrement différente de zéro. Ce fait peu être dû à une erreur dans l'estimation de  $Z$  par le radar.

Sur la *figure 2* sont représentés la pente  $S(\tau)$  et le coefficient de corrélation entre  $\langle R \rangle$  et  $F(\tau)$  pour différents seuils  $\tau$ . On observe une augmentation presque linéaire de la pente de la droite de régression avec le seuil de taux de pluie. On observe également que le minimum de l'écart-type correspond à  $\tau \approx 9$  mm h<sup>-1</sup> et que, au-delà de cette valeur, le coefficient de corrélation décroît avec  $\tau$ .

Ces résultats sont originaux sur deux points. D'abord ils clarifient un aspect important qui est le suivant : la méthode d'estimation des pluies moyennes à partir de la mesure des aires intégrales a été proposée, démontrée et expliquée dans le cas des pluies convectives. Or les lignes de grains soudano-sahéliennes sont des systèmes mixtes, comportant une ligne de convection suivie par une importante composante stratiforme pouvant s'étendre sur une profondeur de plusieurs centaines de kilomètres derrière la ligne de convection. On a montré que la méthode

### 3. FIRST RESULTS : ANALYSIS AND DISCUSSIONS

In this study, the minimum rainy area monitored was 5000 km<sup>2</sup>. The processed images are those of the PPI type (Plan Position Indicator) obtained with the Niamey radar in NIGER within the EPSAT Niger framework. An image example is shown in Sauvageot and Despaux (1990) and in Taupin et al. (1992). The experimental surface  $A_0$  is defined by the annular area between 30 km and 90 km from the radar. For these first quantitative estimations of rainfall using area integrals, we considered 90 km to be the maximum distance since, if this distance is not exceeded, the lateral dimension of the resolution cell of the radar stays below 2,5 km. Therefore, the unwanted effect of bright-band radar reflectivity, due to the melting of ice through the isotherm 0° is avoided. Data related to a distance which is less than 30 km have been eliminated due to the presence of ground echos.

The relation between the mean rainfall rate over the experimental surface and the fraction of the surface corresponding to  $R > \tau$  has been examined using different  $\tau$  thresholds. The rainrates have been estimated from the relation (Sauvageot and Despaux, 1990) :

$$Z = 411 R^{1,33} \quad (9)$$

where  $Z$  is the radar reflectivity factor in mm<sup>6</sup>m<sup>-3</sup> and  $R$  is the rainrate in mm h<sup>-1</sup>. This relation has been worked out for the Sahelian region. Five squall lines were used for the study, corresponding to a total of 75 radar images.

*Figure 1* illustrates the results obtained when  $\tau = 2$  ; 5 ; 7 and 9 mm h<sup>-1</sup>. It shows that when  $\tau$  increases, the slope  $S(\tau)$  increases and the dispersion of experimental points is reduced. One can also note that the ordinate at the origin of the regression line is slightly different from zero. This could be due to a radar error in the estimation of  $Z$ .

*Figure 2* illustrates the slope  $S(\tau)$  and the correlation coefficient between  $\langle R \rangle$  and  $F(\tau)$  for different  $\tau$  thresholds. One can also note an almost linear increase in the slope of the regression line with the rainfall rate threshold. It can also be seen that the minimum standard deviation corresponds to  $\tau \approx 9$  mm h<sup>-1</sup> and that, above this value, the correlation decreases with  $\tau$ .

The results obtained in this study highlight two significant points. Firstly, they clarify the following important aspect : in the case of convective rainfall, the estimation of mean rainfall from the measurement of area integrals has already been proposed, demonstrated and discussed. But, Sudanese-sahelian squall lines are mixed systems, with a convective line followed by an important stratiform area, which can be up to several hundred kilometres wide behind the convection line. We have demonstrated that this

demeure applicable dans le cas des structures mixtes que sont les lignes de grains. Ensuite on a établi les premières valeurs expérimentales du facteur de proportionnalité  $S(\tau)$  pour la zone climatique soudano-sahélienne. Ces valeurs sont voisines de celles obtenues par Rosenfeld et al. (1990) en Afrique du Sud, mais supérieures à celles observées au Texas, dans l'Atlantique Nord et en Australie par les mêmes auteurs.

method can be applied to mixed structure such as squall lines. Secondly, we have established the first experimental values for the proportionality factor  $S(\tau)$ , in the Sudanese-Sahelian climatic zone. These values are similar to the ones obtained by Rosenfeld and al, (1990) in South Africa, but higher than the ones observed by these authors in Texas, northern Atlantic and Australia.

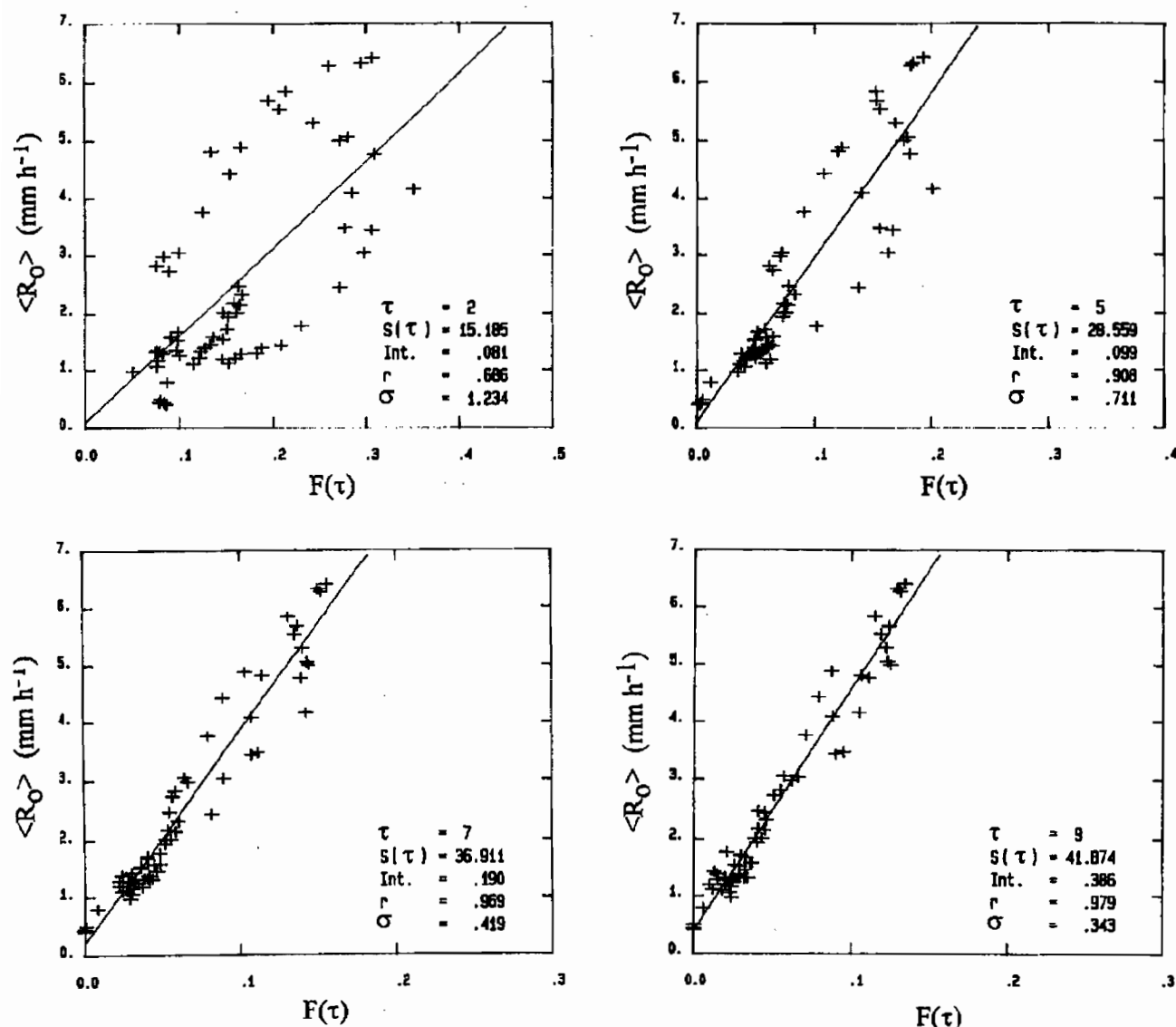


Figure 1. – DIAGRAMME  $\langle R_o \rangle$  EN FONCTION DE  $F(\tau) = A(\tau)/A_o$  (équation 8) POUR 5 LIGNES DE GRAIN OBSERVÉES PAR RADAR A NIAMEY AU NIGER. Le seuil  $\tau$  et la pente  $S(\tau)$  sont en mm h<sup>-1</sup>. Int. désigne l'ordonnée à l'origine en mm h<sup>-1</sup>.  $r$  est le coefficient de corrélation et  $\sigma$  est l'écart-type de  $F(\tau)$ .

PLOT OF  $\langle R_o \rangle$  AS A FUNCTION OF  $F(\tau) = A(\tau)/A_o$  (equation 8) FOR 5 SQUALL LINES OBSERVED BY RADAR AT NIAMEY IN NIGER. The threshold  $\tau$  and the slope  $S(\tau)$  are expressed in mm h<sup>-1</sup>. Int. describes the intersect in mm h<sup>-1</sup>.  $r$  is the correlation coefficient and  $\sigma$  is the standard deviation of  $F(\tau)$ .

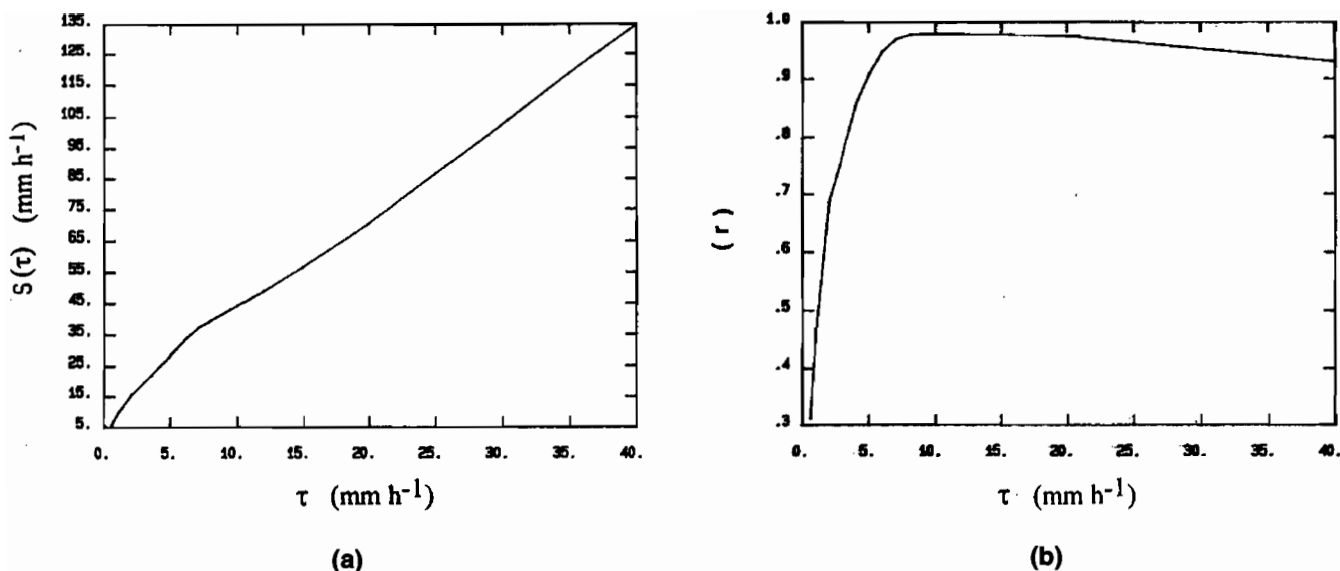


Figure 2. – VARIATION EN FONCTION DE  $(\tau)$  (a) DU COEFFICIENT DE PROPORTIONNALITÉ  $S(\tau)$  ET (b) DU COEFFICIENT DE CORRÉLATION  $r$  ENTRE  $\langle Ro \rangle$  ET  $F(\tau)$ .

VARIATION AS A FUNCTION OF  $(\tau)$  (a) OF THE PROPORTIONALITY COEFFICIENT  $S(\tau)$  AND (b) OF THE CORRELATION COEFFICIENT  $r$  BETWEEN  $\langle Ro \rangle$  AND  $F(\tau)$ .

## REFERENCES

- ATLAS D., ROSENFELD D. et SHORT A., 1990. – The estimation of convective rainfall by area integrals, 1. The theoretical and empirical basis. *J. Geophys. Res.*, 95, 2153-2160.
- CHIU L.S., 1988a. – Estimating areal rainfall from rain area, dans *Tropical Rainfall Measurements*, édité par J. S. Theon et N. Fugono, publié par A. Deepak, Hampton, 361-367.
- CHIU L.S., 1988b. – Rain estimation from satellites : areal rainfall-rain area relation, 3rd Conference on Satellite Meteorology and Oceanography, Amer. Meteor. Soc., Anaheim, Calif., Fev., 363-368.
- DONEAUD A.A., SMITH P.L., DENNIS A.S. et SENGUPTA S., 1981. – A simple method for estimating convective rain volume over an area. *Water Resour. Res.*, 17, 1676-1682.
- DONEAUD A.A., ONESCU-NISCOV S., PRIEGNITZ D.L. et SMITH D.L., 1984. – The area-time integral as an indicator for convective rain volumes. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 23, 555-561.
- GUILLOT B., 1988. – Réunion EPSAT de Reading. Compte-rendu. *Veille Clim. Sat.*, 25, 11-22.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPFFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B. and HUBERT P., 1992. – Rainfall estimation in the Sahel : The EPSAT-Niger experiment. *Hydrological Sci. Jour.*, 37, 201-215.
- LEBEL Th., TAUPIN J.D., GREARD M., 1994. – Rainfall monitoring : the EPSAT-Niger setup and its use for HAPEX-Sahel. A paraître dans «*Hydrologie et Météorologie de méso-échelle dans HAPEX-Sahel : dispositif de mesures au sol et premiers résultats*» (ORSTOM éd.).
- LOPEZ R.E., ATLAS D., ROSENFELD D., THOMAS J.L., BLANCHARD D.O. et HOLLE R.L., 1989. – Estimation of areal rainfall using the radar echo area time integral. *J. Appl. Meteor.*, 28, 1162-1175.
- ROSENFELD D., ATLAS D. and SHORT D.A., 1990. – The estimation of convective rainfall by area integrals. 2. The height-area rainfall threshold (HART) method. *J. Geophys. Res.*, 95, 2161-2176.
- SAUVAGEOT H., et DESPAUX G., 1990. – SANAGA, un système d'acquisition numérique et de visualisation des données radar pour la validation des estimations satellitaires de précipitation. *Veille Clim. Sat.*, 31, 51-55.
- SAUVAGEOT H., 1992. – *Radar Meteorology*. Artech House, 366 p.
- SIMPSON J., ADLER R.F. and NORTH G.R., 1988. – A proposed tropical rainfall measuring mission satellite. *Bull. Amer. Soc.*, 69, 278-295.
- THAUPIN J.D., LEBEL T., CASENAVE F., CHIRON F., GATHÉLIER R., GREARD M., GUALDE P., KONG J. AND VALERO T., 1992. – EPSAT-Niger, Campagne 1991. Rapport ORSTOM-DMN, 86 p.

Ramos-Buarque S., Sauvageot H.

Mesure de pluie par radar dans les lignes de grains sahéliennes à l'aide d'intégrales spatio-temporelles = Measurement of rainfall by radar in Sahelian squall lines using spatio-temporal integrals.

Veille Climatique Satellitaire, 1994, (48), p. 31-36.

ISSN 1144-2026