Télédétection, 2003, vol. 3, n°2-3-4, p. 281–290
Droit de photocopie soumis à l'autorisation

© 2003 CONTEMPORARY PUBLISHING INTERNATIONAL
Publié sous l'enseigne *Éditions scientifiques GB*
Imprimé en France

ERGODICITÉ DU CHAMP DE PRÉCIPITATION SUR LA CÔTE SÉNÉGALAISE

ARMAND NZEUKOU [*a], HENRI SAUVAGEOT[b], FADEL KEBE[b] et DAOUDA BADIANE[d].

[a] *Laboratoire des études en sciences atmosphérique et océanographiques par télédétection, Institut universitaire de technologie Fotso Victor, Université de Dschang, Boîte Postale 134, Bandjoun, Cameroun.*
Téléphone : (237) 991 13 06 ; télécopieur : (237) 950 11 97

[b] *Laboratoire d'aérologie, Université Paul Sabatier, Toulouse, France.*
Téléphone : (33) (0)5 62 40 61 02 ; télécopieur : (33) (0)5 62 40 61 00

[c,d] *Laboratoire de physique de l'atmosphère Siméon Fongang, École supérieure polytechnique, Université de Dakar, Boîte Postale 5085, Dakar-Fann, Sénégal.*
Téléphone : (221) 825 93 64 ; télécopieur : (221) 825 93 64

Courriel [(a,b,c)] : nzeukou@ifrance.com ; sauh@aero.obs-mip.fr ; cmkebe@ucad.sn ; dbadiane@ucad.sn

(soumis le 15 juin 2002 ; révisé le 10 octobre 2002 ; accepté le 12 mars 2003)

Nous avons étudié les caractéristiques de la structure du champ de pluie à partir des données du radar météorologique de Dakar-Yoff (Sénégal), collectées lors de sept campagnes de mesure de 1993 à 1999. La localisation de ce radar en zone côtière nous offre la possibilité de faire une étude comparative terrestre et maritime. Pour caractériser les précipitations, nous avons utilisé la hauteur de pluie moyenne annuelle (H), la durée moyenne annuelle des précipitations (T), l'intensité de pluie moyenne annuelle (μ_R) et l'écart type moyen annuel (σ_R) sur l'intensité de pluie (R). Nous avons montré que H est plus importante sur terre que sur mer avec une différence de près de 112 %. Un fort gradient nord-sud est observé (environ 500 %) sur 400 km. Sur le paramètre T, nous avons observé également que la durée des précipitations est plus longue sur terre que sur mer avec une différence d'environ 97 %. Nous avons montré que les paramètres μ_R et σ_R sont très uniformes dans la zone d'étude réduite à une échelle locale. Nous montrons aussi que la distribution de la densité de probabilité de l'intensité de pluie, caractérisée par les paramètres μ_R et σ_R, peut être représentée par une fonction lognormale. La stabilité des paramètres μ_R et μ_R à travers les champs de précipitation laisse supposer la même stabilité pour la distribution de la fonction de probabilité P(R). Nous montrons que les champs de précipitation étudiés sont approximativement ergodiques. Cette propriété n'a jamais été discutée auparavant. Cette propriété justifie la validité de P(R) comme paramètre caractéristique signifiant du champ de précipitation.

Mots-clefs : distribution lognormale de la précipitation ; ergodicité du champ de précipitation ; méthode d'ajustement probabiliste ; radar météorologique.

RAINFALL FIELD ERGODICITY ON THE SÉNÉGAL COASTS

We studied the features of the structure of the rain field from the data of the meteorological radar of Dakar-Yoff (Senegal). We worked with a dataset of 7 years of measures (1993 to 1999). The localization of this radar in inshore zone offers us the possibility to make a terrestrial and maritime comparative survey. To characterize the precipitations, we used annual mean cumulative rainfall (H), cumulative rain duration (T), rain rate (μ_R) and standard deviation (σ_R) on the intensity of rain (R). We showed that the H is more important on earth that on sea with a difference of about 112 %. A strong north-south gradient is observed (about 500 %) on 400 km. On the parameter T, we observed also that the rain duration is longer on earth that on sea with a difference of about 97 %. We showed that the parameters μ_R and σ_R are very uniforms in the zone of survey reduced to a local scale. We also show that the distribution of the density of probability of the rain intensity, characterized by the parameters μ_R and σ_R, can be represented by a lognormal function. The stability of the parameters μ_R and σ_R through the fields of precipitation let suppose the same stability for the probability density function P(R). We showed that the rain fields are roughly ergodics. This property has not ever before been discussed before. This property justifies the validity of the P(R) as characteristic parameter meaning the rain field

Keywords : lognormale distribution of the rainfall ; rainfall field ergodicity ; probability matching method ; meteorological radar.

1. INTRODUCTION

Diverses études de champ de précipitation sur mer et sur terre ont été réalisées dans le passé. Par exemple dans le cadre des projets GATE (Garp (*Global Atlantic Research Program*) *Atlantic Tropical Experiment*) (Hudlow, 1979) et TOGA-COARE (*Tropical Ocean-Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment*) (Webster and Lukas, 1992). Les résultats montrent les différences entre la structure et l'organisation du champ de précipitation sur mer et sur terre. Les processus microphysique et dynamique

[*] Correspondant principal

responsables du développement de la précipitation semblent qualitativement les mêmes sur mer que sur terre. Cependant, on peut supposer qu'il existe des différences entre terre et mer car, par exemple, l'occurrence des éclairs est plus élevée sur terre que sur mer (Zipser, 1994 ; Christian *et al.*, 1999 ; Boccippio *et al.*, 2000 ; Seity *et al.*, 2001 ; http://thunder.nsstc.nasa.gov/data/). D'autre part, la taille des grêlons observée est plus petite sur les côtes qu'à l'intérieur du continent (Dessens *et al.*, 2000 ; Vinet, 2000). Ces différences sont attribuées à l'intensité maximale de convection qui serait légèrement plus importante sur mer que sur terre parce que l'uniformité de la surface de la mer tend à libérer l'instabilité convective sous une forme plus uniforme (Williams *et al.*, 1992 ; Zipser, 1994 ; Zipser and Lutz, 1994 ; Mesnard and Sauvageot, 2001).

Dans cet article, nous avons estimé les distributions spatiales de quelques paramètres tels que l'intensité de pluie R, la hauteur de pluie H et la durée de la précipitation T. Ces distributions ont été obtenues à partir des données d'un radar basé sur la côte, permettant ainsi de faire des comparaisons mer-terre. Le radar effectue des mesures indirectes sur la précipitation. Il mesure la réflectivité de la précipitation et la quantifie par un terme $Z(mm^6m^{-3})$. L'intensité de pluie $R(mmh^{-1})$ est estimée à partir d'une relation de conversion $Z = aR^b$ dont les coefficients a et b dépendent de l'étalonnage électronique du radar et des caractéristiques granulométriques de la précipitation, donc de la météorologie du lieu de mesure.

2. ZONE D'ÉTUDE ET TRAITEMENT DES DONNÉES RADAR

Le climat de la région de Dakar est du type sahélien. La saison des pluies est réduite à environ trois mois. Elle commence au début de juillet pour se terminer à la fin de septembre, lorsque la zone de convergence intertropicale (ZCIT) est située aux environs de 13°N. La plupart des systèmes précipitants s'affaiblissent et disparaissent lorsqu'ils traversent les côtes sénégalaises et passent sur l'océan. Inversement, quelques systèmes se renforcent au-dessus de l'océan et semblent être éventuellement capables de jouer un rôle dans la genèse des cyclones tropicaux (Gray and Landsea, 1992). La zone située à l'est de la région de Dakar est relativement plane sur une distance de plus de 500 km (altitude au-dessous de 200 m). Les traits de côte forment un angle d'environ 120° à l'ouest de Dakar (Figure 1).

Le radar est localisé à l'aéroport de Dakar-Yoff (14°34' N, 17°29' W, altitude 30 m). Les caractéristiques techniques du radar et celles des données collectées sont données sur les tableaux 1 et 2. Le radar de Dakar est un radar opérationnel affecté aux observations de 1'ONM (Office national de la météorologie) et de 1'ASECNA (Agence pour la sécurité de la navigation aérienne) ; toutefois, il est activé seulement durant la saison des pluies. L'acquisition des données a été assurée par l'équipe du Laboratoire de physique de l'atmosphère Siméon Fongang de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar, utilisant le système d'acquisition SANAGA (Système d'acquisition numérique pour l'analyse des grains africains) (Sauvageot and Despaux, 1990). La période d'enregistrement des données varie entre 10 et 20 minutes.

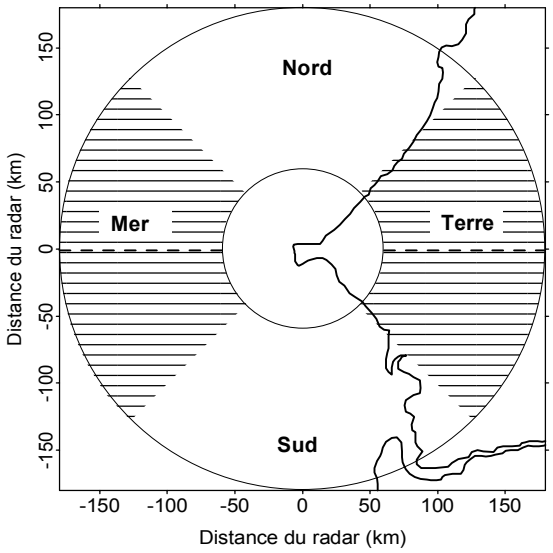


FIGURE 1 Zone d'étude. *Study area.*

L'estimation de l'intensité de pluie R, au moyen des radars météorologiques, est usuellement faite à l'aide d'une relation semi-empirique de puissance entre R et Z définie comme suit (Marshall Palmer, 1948) :

$$Z = aR^b,$$

où a et b sont les coefficients qui dépendent principalement des facteurs météorologiques, par exemple la granulométrique des gouttes de pluie, du lieu géographique de mesure. La détermination des coefficients a et b résultent des opérations d'étalonnage.

La méthode d'étalonnage que nous avons choisie, dite Méthode d'Ajustement Probabiliste, prend en compte la variabilité du profil vertical de réflectivité. Cette méthode a été proposée par Calheiros et Zawadzki (1987). Ces derniers ont montré que si deux variables aléatoires, telles que Z et R, sont liées par une fonction, la transformation de l'une en l'autre de ces variables produit des densités de probabilités égales.

TABLEAU 1 Caractéristiques techniques du radar de Dakar-Yoff.
Technical characteristics of the Dakar-Yoff radar.

Localisation du radar	Dakar-Yoff
Longueur d'onde (cm)	5,3
Puissance (kW)	250
Fréquence de répétition (Hz)	250
Durée d'impulsion (μs)	3
Ouverture du faisceau (3 dB)(°)	1,3

TABLEAU 2 Caractéristiques des données radar. *Characteristics of the dataset.*

Période d'observation	Juillet à octobre de 1993 à 1999
Mode d'enregistrement	PPI avec $\alpha = 0, 8°$
Nombre d'image	7 407
Période d'échantillonnage	Entre 10 et 20 min
Taille du pixel	1×1 km ^{2}
Nombre de pas de codage de Z	256
Coefficient d'étalonnage a	$60 < r < 180$ km $a = 383\exp(-0, 0043r)$
Coefficient d'étalonnage b	$b = 1,24 - 0,0017r$

PPI : *Plan Position Indicator*. α : angle d'élévation, r : distance radar-cible, Z : facteur de réflectivité radar.

La distribution lognormale s'exprime sous la forme (Aitchison et Brown, 1966) :

$$P(X) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}X\sigma_Y} \exp\left[-\frac{1}{2}\left[\frac{\ln X - \mu_Y}{\sigma_Y}\right]^2\right].$$

Elle dépend de deux paramètres μ_Y et σ_Y qui sont la moyenne et l'écart type de $Y = \ln(X)$. Si l'on désigne par μ_X et σ_X la moyenne et l'écart type de X, on a entre ces paramètres les relations :

$$\left.\begin{aligned} \mu_Y &= \ln\mu_X - \frac{1}{2}\ln\left(1 + \frac{\sigma_X^2}{\mu_X^2}\right) \\ \sigma_Y^2 &= \ln\left(1 + \frac{\sigma_X^2}{\mu_X^2}\right) \end{aligned}\right\}$$

et réciproquement :

$$\left.\begin{aligned} \mu_X &= \exp\left(\mu_Y + \frac{\sigma_Y^2}{2}\right) \\ \sigma_X^2 &= \left[\exp(2\mu_Y + \sigma_Y^2)\right]\left[\exp\sigma_Y^2 - 1\right] \end{aligned}\right\}$$

Pour étalonner les données radars, nous avons utilisé la MAP en tenant compte de la lognormalité des variables R et Z et en utilisant la relation établie par Sauvageot (1994) avec un coefficient de 0,99 telle que :

$$\sigma_R^2 = 5\,\mu_R^2,$$

où μ_R et σ_R sont les coefficients de la distribution lognormale P(R). Cette MAP modifiée nous a permis de déterminer d'une manière analytique les coefficients d'étalonnage :

$$\left.\begin{aligned} \ln a &= \mu_{\ln Z} - 0,75\mu_{\ln R}\,\sigma_{\ln Z} \\ b &= 0,75\sigma_{\ln Z} \end{aligned}\right\}$$

Ces deux équations 3 montrent que, si l'on connaît la valeur météorologique de $\mu_{\ln R}$, il suffit de déterminer $\mu_{\ln Z}$ et $\sigma_{\ln Z}$ à partir des observations radar pour calculer les valeurs ajustées de a et b. Sur le tableau 2 figurent les coefficients d'étalonnage trouvés pour les données du radar utilisé. Il est important de préciser que les valeurs de a et b ainsi déterminées valent pour l'étalonnage instrumental (c'est-à-dire la correction des erreurs sur les caractéristiques opérationnelles du radar). Ces coefficients permettent également la prise en compte de l'influence de la distribution granulométrique des hydrométéores ainsi que de l'atténuation et de la variabilité du profil vertical de réflectivité (PVR) sur les coefficients a et b.

3. DISTRIBUTION DE LA PRÉCIPITATION

Nous établissons les distributions sur les paramètres hauteur (H) et durée (T) de précipitation pour observer l'évolution simultanée de H et T.

3.1. Champ de hauteur moyenne annuelle de pluie

Sur la figure 2, nous montrons que les champs de hauteur moyenne annuelle de pluie H(mm) déduite des données radar. Au-delà de 200 km du radar, nous observons une décroissance de H. Il existe un gradient nord-sud de H et aussi un net gradient mer-terre. La combinaison de ces deux gradients produit des isohyètes orientées dans la direction SO-NE. Les valeurs moyennes observées sont respectivement de 298 et de 632 mm pour la mer et la terre, représentant une différence de 112 %. La différence nord-sud est de 69 % (tableau 3).

3.2. Champ de durée moyenne annuelle de pluie

La distribution de la durée moyenne annuelle de précipitation T est présentée sur la figure 3. Nous observons les valeurs minimales dans le quadrant nord-ouest et les valeurs maximales dans le quadrant sud-est. La différence mer-terre pour la durée des précipitations est de 97 %, ce qui est légèrement inférieur à celle de H et suggère que l'intensité de pluie est très légèrement plus forte sur la terre. La différence nord-sud pour la durée des précipitations est de 72 %, ce qui est similaire à la distribution de H. Les échos de sol sont plus importants sur les distributions de T puisqu'ils sont permanents. Au-dessus de la mer, la surface d'écho est au même niveau de durée que les échos terrestres.

4. ERGODICITÉ DU CHAMP DE PRÉCIPITATION

Nous établissons la densité de probabilité de l'intensité de pluie et nous montrons qu'on peut l'approcher avec la fonction de distribution lognormale.

4.1. Fonction de densité de probabilité P(R)

La fonction de densité de probabilité P(R) pour l'intensité de pluie R > 0 est présentée sur la figure 4. Ces courbes montrent que, pour toutes les valeurs de R plus grandes que le mode de P(R), la fréquence est plus faible sur mer que sur terre ; c'est bien sûr l'inverse pour les valeurs plus faibles que le mode. Tout cela suggère l'existence d'une convection légèrement plus uniforme sur la mer. Les distributions P(R) du nord et du sud coïncident presque exactement malgré le fort gradient de la hauteur de pluie H.

Sur la figure 4, nous montrons que P(R) est compatible avec une distribution lognormale, tel que généralement accepté (Atlas *et al.*, 1990 ; Kedem *et al.*, 1990 et Sauvageot, 1994). La distribution lognormale est complètement définie par ses deux paramètres, qui sont la moyenne et la variance. Sur la figure 4, nous montrons aussi la troncature à gauche de la distribution observée, qui correspond à l'intensité minimale de pluie détectable par radar. Les paramètres de P(R) ont été corrigés de la troncature par l'utilisation d'une méthode proposée par Cohen (1959, 1991). Une simulation de la troncature sur une distribution théorique connue P(R) de forme similaire à celle de la figure 4, a été utilisée pour tester l'efficacité de la procédure de correction utilisée. Les tests montrent que cette correction restitue très correctement les paramètres de la distribution lognormale non tronquée. Sur le Tableau 3, nous donnons les valeurs de la moyenne et de l'écart type de R calculées directement sur les observations (notées $< R >$ et $< \sigma_{UR} >$ où l'indice U vaut pour non corrigé) et les valeurs corrigées de la troncature (notées $< \mu_R >$ et $< \sigma_R >$). Ces deux dernières ont été obtenues comme suit. À partir des séries temporelles observées des valeurs de R, les paramètres de la fonction de distribution de R, supposée être lognormale, ont été calculés pour chaque pixel et corrigés de la troncature. Ensuite, les valeurs corrigées moyennes $< \mu_R >$ et $< \sigma_R >$ ont été calculées pour les diverses surfaces de la figure 1. Les valeurs corrigées sont d'environ 14 % inférieures à celles observées dans les quatre zones délimitées.

L'intensité moyenne de pluie $< \mu_R >$ pour les quatre zones est en moyenne de 5,09 $mm.h^{-1}$. Cette valeur est parfaitement compatible avec la valeur de μ_R trouvée en Afrique Sahélienne (5,14 mmh^{-1}) par Sauvageot (1994). La dispersion des valeurs de σ_R sur le tableau 3 est aussi plutôt petite.

4.2. Distributions des paramètres de P(R)

Nous montrons la stabilité des paramètres caractérisant la fonction de densité de probabilité de l'intensité de pluie pour déduire l'ergodicité du champ de précipitation.

4.2.1. Distribution de l'intensité moyenne de pluie

La distribution de l'intensité de pluie moyenne corrigée μ_R (figure 5) est très uniforme pour r < 180 km. Les moyennes de μ_R (figure 5 et tableau 3) sont respectivement de 4,80 et de 5,35 mmh^{-1} pour la mer et la terre, soit une différence de 11 %. Les valeurs du nord et sud sont respectivement de 5,18 et de 5,03 mmh^{-1}, soit une différence de moins de 3 %. La moyenne globale est de 5,09 mmh^{-1}. Dans l'ensemble, on observe que μ_R est presque constant avec des valeurs légèrement plus faibles sur l'océan.

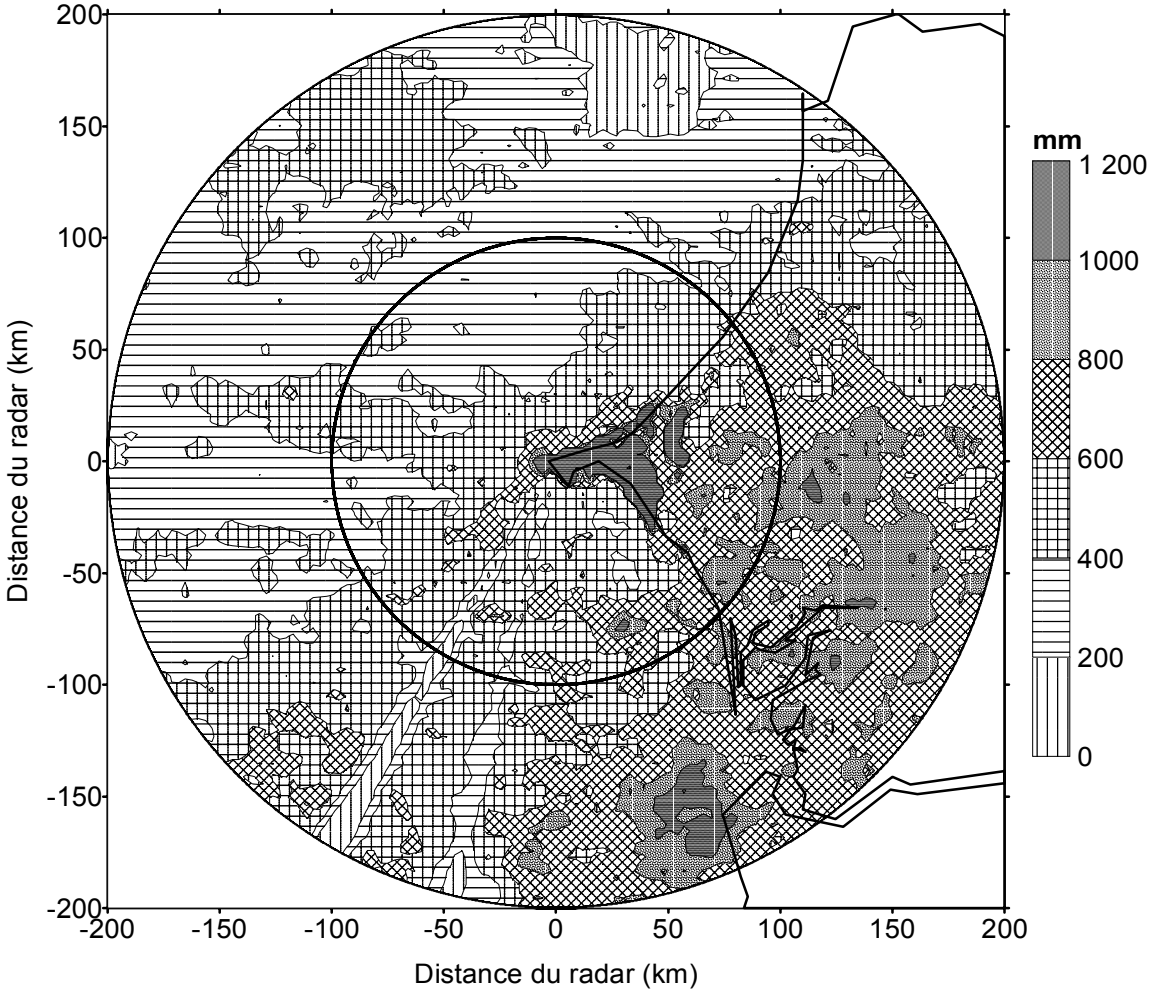


FIGURE 2 Distribution de la hauteur moyenne annuelle de pluie. *Distribution of the annual mean cumulative rainfall.*

TABLEAU 3 Valeurs moyennes des paramètres de précipitation observées dans les domaines mer, terre, nord et sud, tel qu'indiqué sur la figure 1. *Area average of the rainfall parameters observed with distinction between sea, land, north and south as defined in figure 1.*

	Mer	Terre	Nord	Sud
$< H >$ (mm)	298	632	344	583
$< T >$ (h)	53,4	105,0	56,7	97,5
$< R >$ (mmh^{-1})	5,58	6,02	6,06	5,98
$< \sigma_{UR} >$ (mmh^{-1})	10,36	10,85	10,61	10,57
$< \mu_R >$ (mmh^{-1})	4,80	5,35	5,18	5,03
$< \sigma_R >$ (mmh^{-1})	11,61	11,88	11,41	11,33

Le symbole < > indique la moyenne dans un domaine. Les paramètres moyennés dans les domaines sont H : hauteur cumulée de pluie, T : durée cumulée des précipitations, R : intensité de pluie observée sans correction de la troncature, σ_{UR} : écart type de R sans correction de la troncature, μ_R intensité moyenne de pluie corrigée, σ_R : écart type corrigé de R.

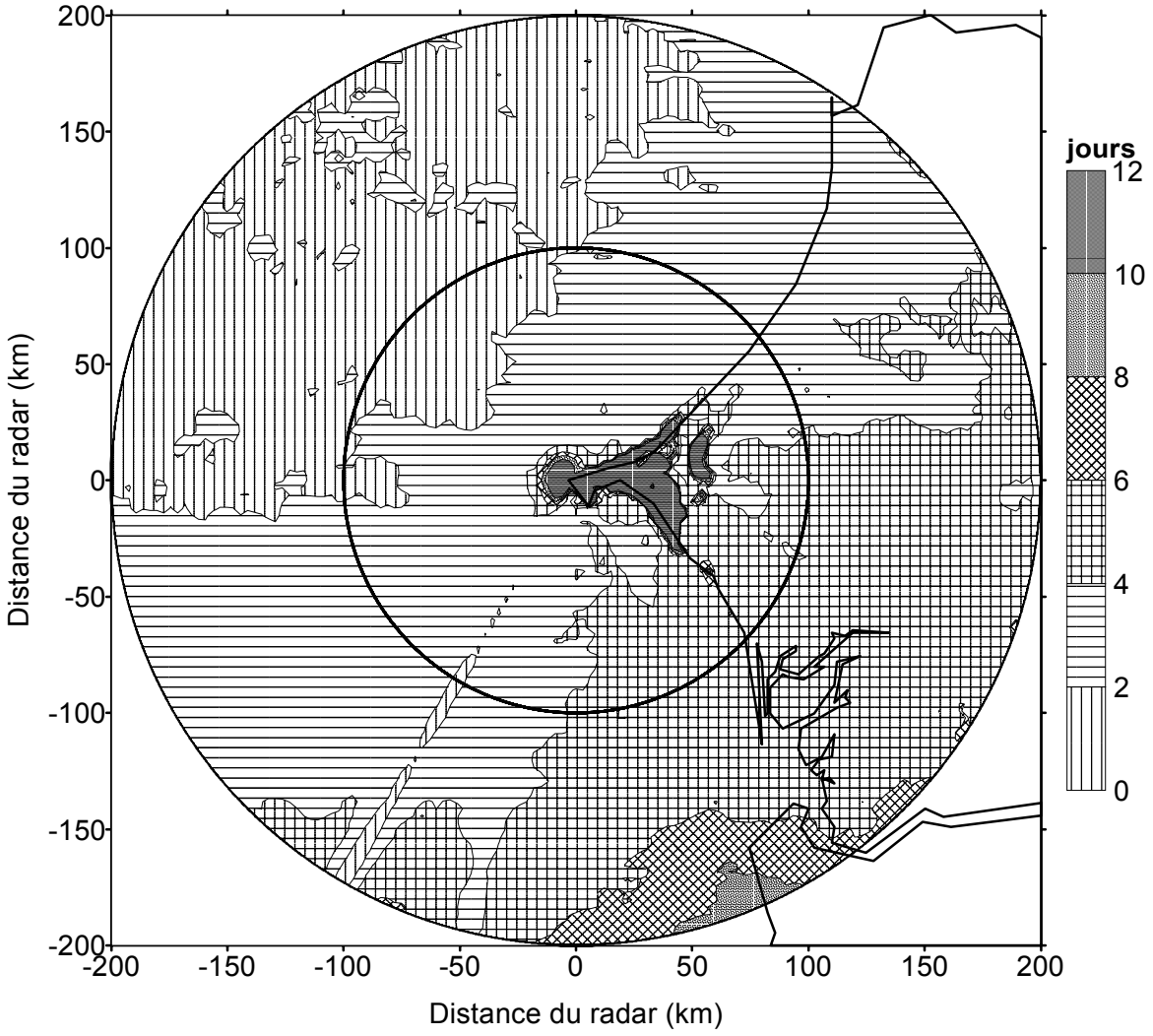


FIGURE 3 Distribution de la durée moyenne de pluie. *Distribution of the annual mean cumulative rainfall duration.*

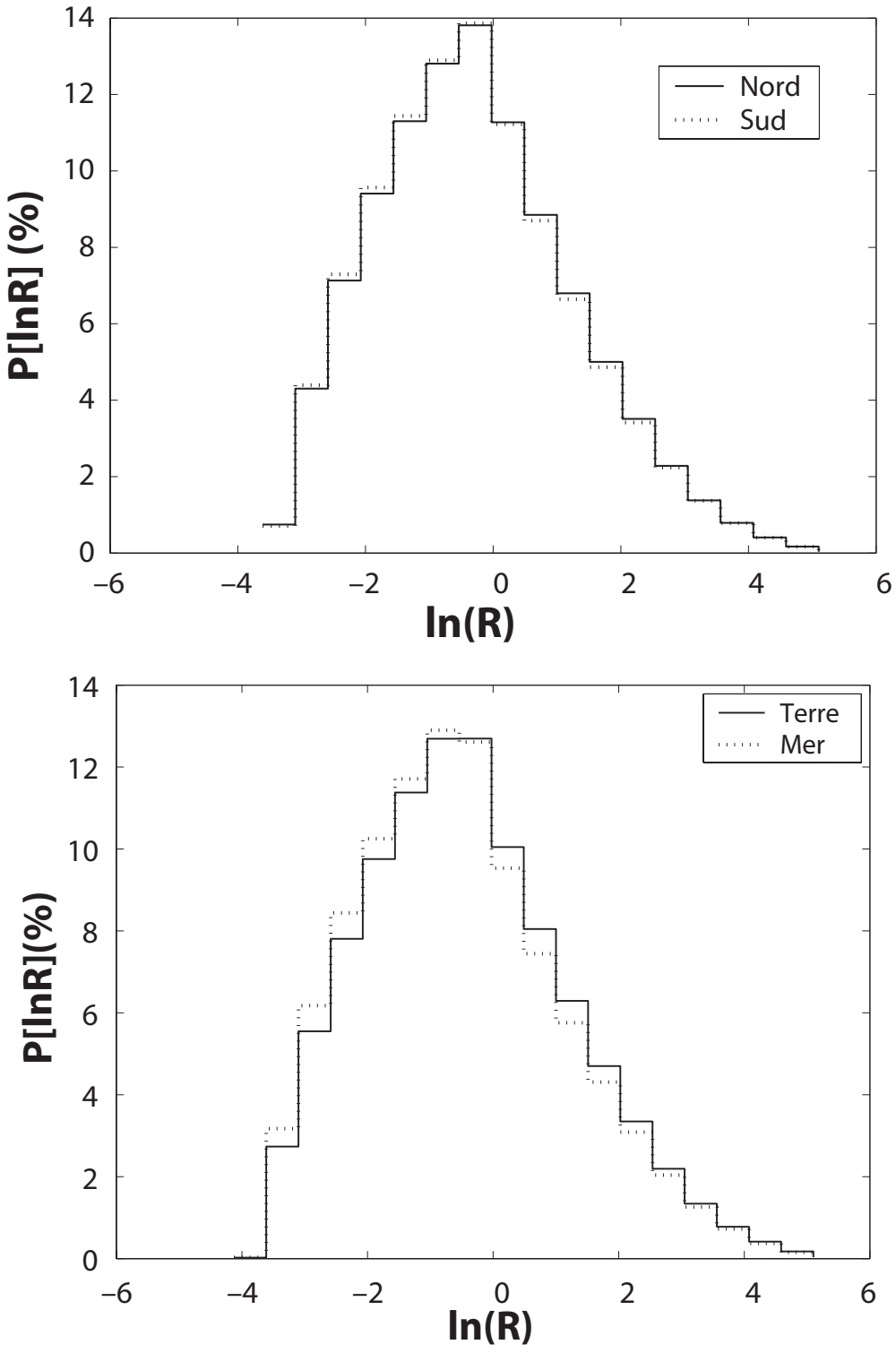


FIGURE 4 Distribution de la densité de probabilité de l'intensité de pluie. *Probability density function of the conditionnal rain rate observed.*

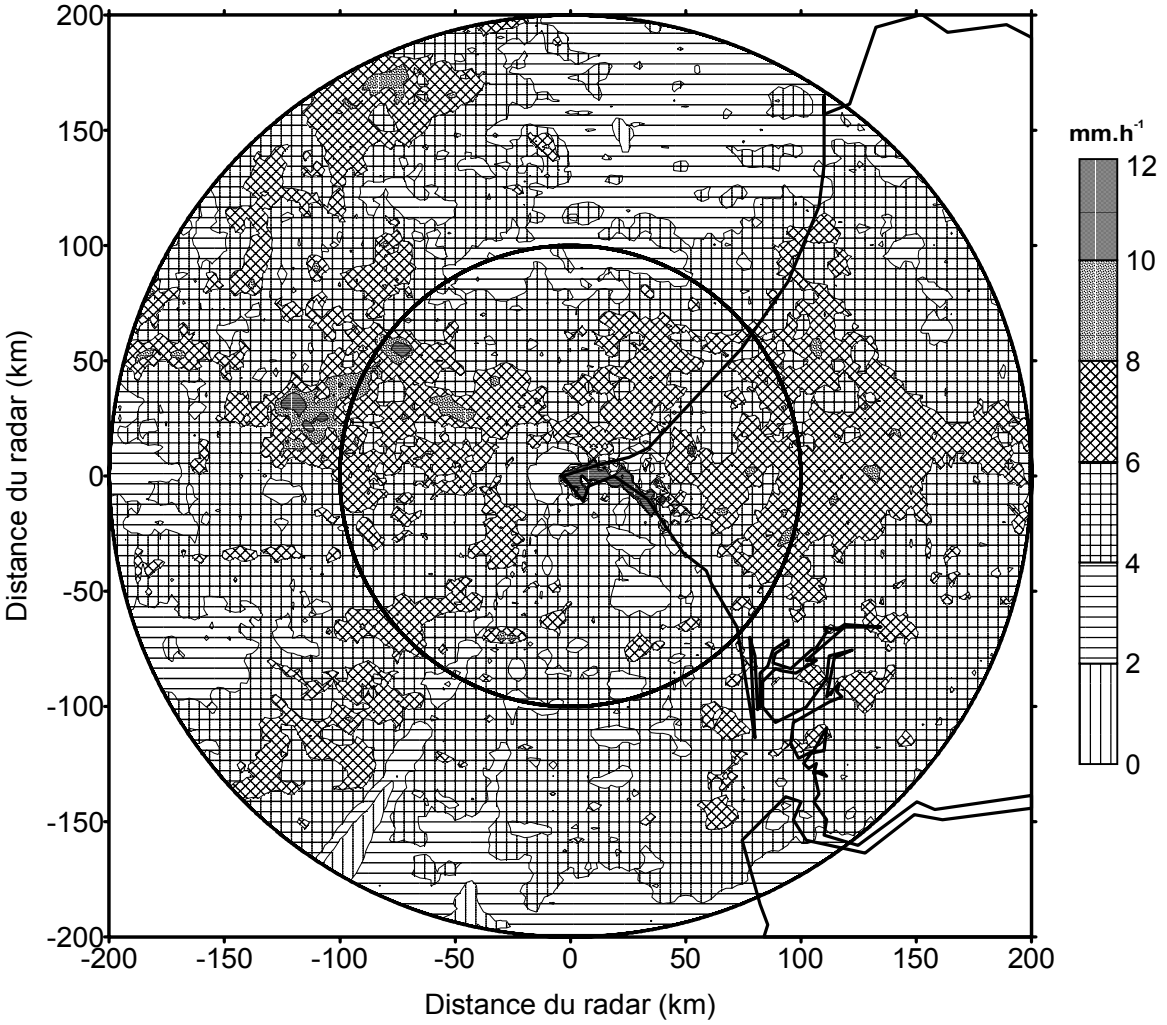


FIGURE 5 Distribution de l'intensité moyenne annuelle de pluie. *Distribution of the annual mean rain rate.*

Dans le quart nord-ouest (figure 3), sur la mer, de fortes valeurs de μ_R, supérieures à 10 mm.h^{-1}, sont observées dans une surface où les durées de précipitations sont faibles. Un examen attentif des données montre que ces fortes valeurs de μ_R sont associées à un petit nombre d'événements dans lesquels, contrairement à ce qui est observé dans la plupart des cas, les lignes de grains ne se désagrègent pas au-dessus de la mer mais se renforcent, sans doute sous l'effet d'un processus de cyclogenèse.

4.2.2. Distribution de l'écart type sur l'intensité de pluie

La distribution de l'écart type de R corrigée, σ_R, est présentée sur la figure 6 et les valeurs moyennes de $< \sigma_R >$ sont données dans le tableau III. Sur la distribution de σ_R, il apparaît que σ_R est légèrement plus faible sur mer que terre, avec une différence d'environ 3 %. Il n'y a pas de différence entre le nord et le sud. La stabilité des distributions de $< \mu_R >$ et $< \sigma_R >$ dans l'espace et le temps implique celle de P(R). Une telle stabilité, à travers le champ de précipitation où de fortes variations de la hauteur de pluie sont observées, est intéressante parce qu'elle montre que le champ de précipitation est approximativement ergodique. C'est-à-dire que $< \mu_R >$ et $< \sigma_R >$ ne changent pas quand les calculs sont faits sur différentes séries temporelles ou spatiales (Bendat et Piersol, 1971). Ce résultat justifie l'utilisation de P(R) comme une caractéristique climatique des précipitations.

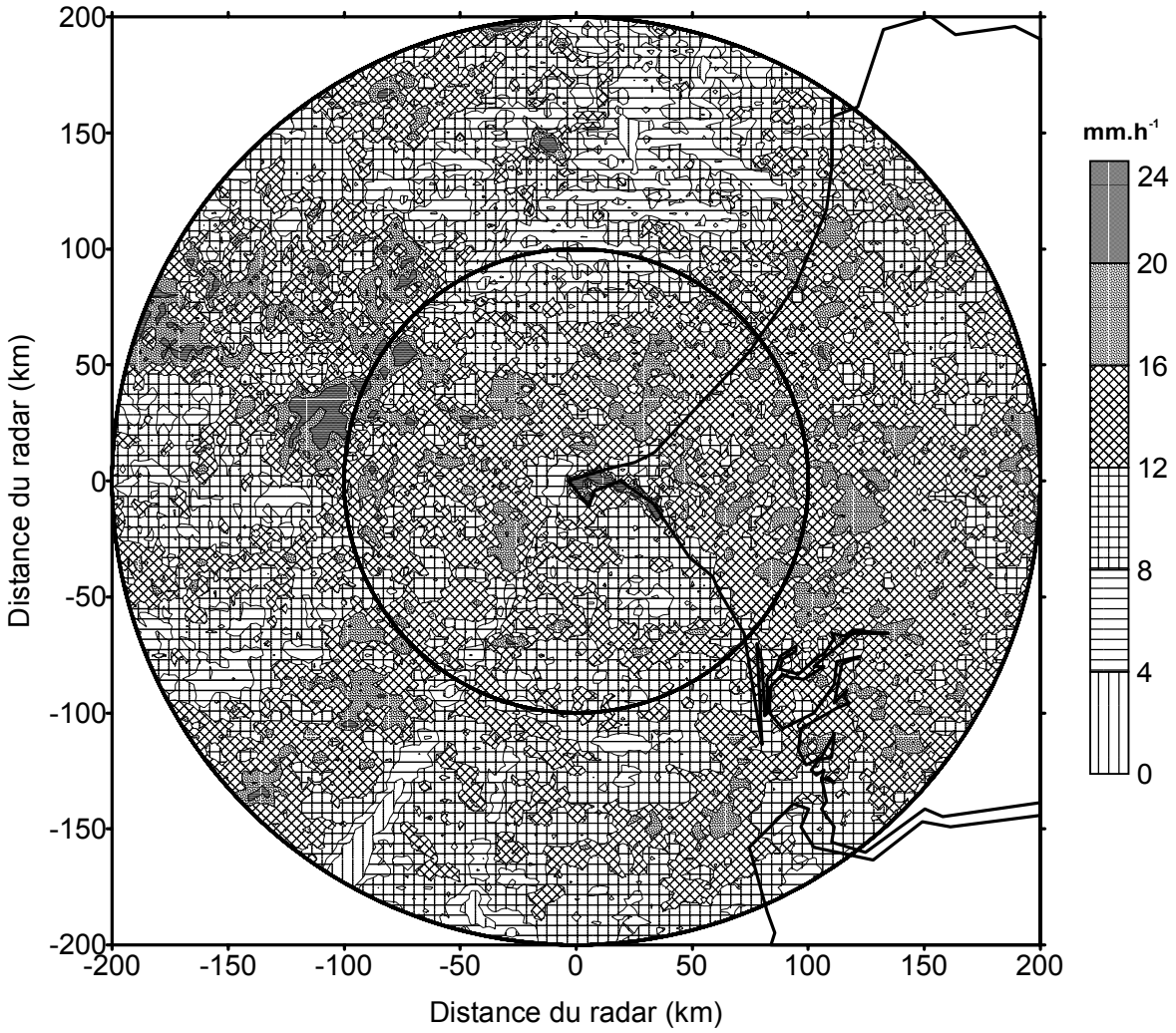


FIGURE 6 Distribution de l'écart type moyen annuel de l'intensité de pluie. *Distribution of the annual mean standard deviation of the rain rate.*

5. CONCLUSION

Nous avons étudié les caractéristiques de la structure du champ de pluie à Dakar à partir des données radar. Les données radars ont été étalonnées à partir de la méthode d'ajustement probabiliste modifiée. Les coefficients d'étalonnage ainsi déterminés valent à la fois pour étalonnage instrumental (c'est-à-dire correction des erreurs sur les caractéristiques opérationnelles du radar) et pour prise en compte de l'influence de la distribution granulométrique des hydrométéores, de l'atténuation et de la variabilité du profil vertical de réflectivité (PVR).

Pour caractériser les précipitations, nous avons utilisé la hauteur de pluie, la durée totale des précipitations, l'intensité moyenne de pluie (μ_R) et l'écart type sur l'intensité de pluie (σ_R). Nous montrons que la hauteur de pluie est plus importante sur terre que mer, avec une différence de 112 %. Cependant, la plus importante de ces différences n'est pas due à la variation de l'intensité de pluie mais à la durée de la précipitation, laquelle est plus longue sur la terre que sur la mer, avec une différence de 97 %.

Nous avons montré que la distribution de la densité de probabilité de l'intensité de pluie est bien représentée par une fonction lognormale, laquelle est déterminée par deux paramètres, la moyenne μ_R et l'écart type σ_R. Malgré une forte hétérogénéité de la distribution de la hauteur de pluie, telle qu'observée dans cette étude, la stabilité de μ_R et σ_R à travers les champs de précipitation

laisse supposer la même stabilité pour la distribution de la fonction de densité de probabilité P(R).

La stabilité de P(R) nous a conduits à déduire que les champs de précipitation étudiés sont approximativement ergodiques. C'est-à-dire que $< \mu_R >$ et $< \sigma_R >$ ne changent pas quand les calculs sont faits sur différentes séries temporelles ou spatiales. Cette propriété justifie la validité de P(R) comme un paramètre caractéristique signifiant du champ de précipitation. La stabilité de P(R) serait très utile dans la méthode des aires fractionnaires pour l'estimation de la précipitation sur une grande échelle à partir des observations d'un satellite météorologique.

Remerciements

Les auteurs sont reconnaissants envers tous ceux qui ont contribué à la collecte des données utilisées dans cette étude, particulièrement l'équipe du Laboratoire de physique de l'atmosphère Siméon Fongang de Dakar au Sénégal. Nous remercions également Jules Wilmet pour ses remarques et l'ACMAD à travers son soutien financier FIRMA

Références bibliographiques

Aitchison, J. and Brown, J. A. C. (1966) The lognormal distribution. Cambridge University Press, 176 p.

Atlas, D., D. Rosenfeld and Short, D. A.(1990) The estimation of convective rainfall by area integrals, 1, the theoretical and empirical basis. J. Geophys. Res., vol. 95, p. 2153-2160.

Bendat, J. S. and Piersol, A. G. (1971) Random Data: Analysis and Measurement Procedures. Wiley-Interscience, 407 p.

Boccippio, D., Goodman, S. and Heckman , S. (2000) Regional differences in tropical lightning distributions. J. Appl. Meteor., vol. 39, p. 2231-2248.

Calheiros, R. V. and Zawadsky, I. (1987) Reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology in Brazil. J. Clim. Appl. Meteor., vol. 26, p. 118-132.

Christian, H. J., Blakeslee, R. J., Boccippio, D. J., Boeck, W. L., Buechler, D. E., T., Driscoll, K. T., Goodman, S. J., Hall, J. M., Mach, D. A. and Stewart, M. F. (1999) Global frequency and distribution of lightning as observed by the optical transcient detector (OTD). Proc. 11th Int. Conf. On Atmospheric Electricity, Gunterville, International Commission on Atmospheric Electricity, pp. 726-729, 1999.

Cohen, A. C. (1959) Simplified estimators for the normal distribution when samples are singly censored or truncated. Technomotrics, vol. 1, p. 217-237.

Cohen, A. C. (1991) Truncated and censored samples : theory and applications. Marcel Dekker, 312 p.

Dessens, J., Fraile, R., and Sanchez, J. L. (2000) Weekly distribution of hailfalls and hailstone size distributions in southwestern France. Proc. 13th Int. Conf. on Clouds and Precipitation, Reno, NV, International Association of Meteorology and Atmospheric Sciences, p. 1061-1064.

Gray, W. M., and Landsea, C. W. (1992) African rainfall as a precursor of hurricane-related destruction on the U.S. East Coast. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 73, p. 1352-1364.

Hudlow, M. D. (1979) Mean rainfall patterns for the three phases of GATE. J. Appl. Meteor., vol. 18, 1656-1669.

Kedem, B., Chiu, L. S. and Karni, Z. (1990) An analysis of the threshold method for measuring area-average rainfall. J. Appl. Meteor., vol. 29, 3-20.

Marshall, J. S. and Palmer, W. M. K. (1948) The distribution of rain raindrops with size. J. Meteor., vol. 5, p. 165-166.

Mesnard, F., and H. Sauvageot, Structural characteristics of rainfields, submitted J. Geophys. Res. Atmosphere, 2001.

Sauvageot, HA. (1994) The probability density function of rain rate and the estimation of rainfall by area integrals. J. Appl. Meteor., vol. 33, p. 1255-1262.

Sauvageot, H. and Despaux, G. (1990) Sanaga, un système d'acquisition numérique et de visualisation des donnes radar pour la validation des estimations satellitaires de précipitations. Veille climatique satellitaire, vol. 31, 51-55.

Seity, Y., Soula, S. and Sauvageot, H. (2001) Lightning and precipitation relationship in coastal thunderstorms, J. Geophys. Res. Vol. 106 , n°D19 , p. 22,80.

Site internet : Nasa (1999) Lightning and atmospheric electricity research at the Global Hydrology and Climate Center (GHCC). http://thunder.nsstc.nasa.gov/data/.

Vinet, F. (2001) Climatology of hail in France. Atmos. Res., vol. 56, p. 309-323.

Webster, P. J., and Lukas, R. (1992) TOGA COARE : The Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 73, p. 1377-1416.

Williams, E. R., Rutledge, S. A., Geotis, S. G, Renno, A., Rasmussen, E. And Richenbach, T. (1992) A radar and electrical study of tropical hot towers, J. Atmos. Sci., vol. 49, p. 1386-1395.

Zipser, E. J., Deep cumulonimbus cloud systems in the tropics with and without lightning, Mon. Wea. Rev., Vol. 122, 1837-1851, 1994.

Zipser, E. J. and Lutz, K. (1994) The vertical profile of radar reflectivity of convective cells a strong indicator of storm intensity and lightning probability. Mon. Wea. Rev., vol. 122, p. 1751-1759.