

## **RÉSULTATS PRÉLIMINAIRES DE LA CAMPAGNE EPSAT-NIGER POUR LA CALIBRATION D'UN RADAR BANDE C**

**J. LECOQC<sup>1</sup>, N. D'AMATO<sup>2</sup>, F. CAZENAVE<sup>1</sup>, T. LABEL<sup>1</sup>**

---

### **RÉSUMÉ**

Au cours de la campagne Epsat-Niger, un radar bande C installé à Niamey a été utilisé pour l'étude des systèmes précipitants. Les données collectées de 1991 à 1993 nécessitent d'être calibrées à l'aide d'une vérité terrain. Celle-ci est apportée par un réseau dense de pluviographes installé sur le degré carré de Niamey.

Au préalable, il faut résoudre les problèmes de stabilité et de sensibilité de la chaîne de réception du radar. Une première étude à l'aide des échos de sol permet d'estimer le niveau moyen de la chaîne d'acquisition et d'effectuer une remise à niveau. Pour avoir une référence sol, on compare ensuite les lames d'eau mesurées au sol avec les lames d'eau calculées à l'aide des réflectivités radar. Cette comparaison est effectuée pour des événements pluvieux de grande extension spatiale, sur tout le degré carré et sur des surfaces définies par les zones de forte concentration en pluviographes. Une première analyse est menée en fonction de la relation Z-R choisie, du pas de temps et de la méthode d'interpolation des données sol. Elle met en lumière le problème du choix de la vérité sol. Une seconde analyse s'attache à limiter les perturbations apportées par le phénomène d'atténuation ou à en tenir compte lors de la comparaison des lames d'eau sol et radar. Cette dernière analyse se fait en fonction de la relation Z-R et conduit à calculer un facteur de correction moyen  $c$  pour chaque événement.

---

<sup>1</sup>Orstom, Groupe PRAO, LTHE, BP 53 X, 38041 Grenoble cedex.

<sup>2</sup>Orstom, Groupe PRAO, BP 11416, Niamey, Niger.

La comparaison des résultats obtenus avec les différentes relations Z-R fait apparaître une dispersion beaucoup plus grande avec la relation de MARSHALL-PALMER ( $-3,25 < c < 1,24$  dBZ) qu'avec celles de JONES ( $-1,16 < c < 1,87$  dBZ) ou CHAMSI ( $-3,43 < c < -1,03$ ).

## INTRODUCTION

Il n'est pas nécessaire de rappeler l'importance d'une calibration judicieuse du radar avant toute utilisation quantitative de ses mesures. Un biais sur la calibration du radar a des conséquences particulièrement marquées sur les pluies extrêmes. Or sur la région de Niamey la valeur de la médiane de la distribution des intensités est de 35 mm/h (LEBEL *et al.*, à paraître). Ces pluies jouent un grand rôle dans le ruissellement et le fonctionnement des mares et des nappes aquifères. Elles peuvent entraîner des crues soudaines et violentes qui posent des problèmes d'infrastructures.

Une bonne connaissance de la distribution des intensités des précipitations permet aussi de caler les paramètres des modèles de précipitation. Ainsi le modèle WGR, (WAYMIRE *et al.*, 1984), fait l'hypothèse que la pluie est organisée en bandes comprenant elles-mêmes des cellules. Le radar, du fait de sa couverture globale et continue sur une grande surface, est mieux à même qu'un réseau sol de détecter ces structures.

Après une étude préalable des problèmes de stabilité et de sensibilité de la chaîne d'acquisition, basée sur les variations de réflectivité des échos de sol, nous présentons deux démarches pour parvenir à la calibration du radar.

La première repose sur une comparaison directe entre lames d'eau estimées à partir du réseau de pluviographes et lames d'eau estimées par radar suite au choix d'une relation entre la réflectivité mesurée et son équivalent en terme de précipitation (relation Z-R). Cette méthode fait abstraction des déformations inhérentes à la mesure radar, en particulier celles liées à l'atténuation du signal et à la variation du domaine d'intégration.

Les deux phénomènes sont fonction de la distance au radar. C'est pourquoi nous proposons une deuxième méthode de calibration prenant en compte l'influence sur le facteur de calibration de la distance au front du système précipitant.

## HISTORIQUE DU RADAR DE NIAMEY

Le radar de Niamey est un radar bande C, d'une puissance de 250 kW. Le gain de l'antenne est de 40 dB et le niveau de puissance correspondant au signal minimal détectable est de -105.0 dBm. Ce radar a été installé à Niamey en 1975 pour une campagne d'ensemencement des nuages. La chaîne de visualisation et

d'acquisition a été numérisée en 1989. À l'aide de la partie logiciel de Sanaga, il est possible de visualiser les données radars saisies en temps réel et de les stocker sous une forme permettant une exploitation simple de ces images (SAUVAGEOT et DESPAUX, 1990).

En 1990, le radar souffrait d'une instabilité et d'un manque de sensibilité de la chaîne de réception.

En juin 1991 une partie du câblage de la carte de contrôle automatique de fréquence a été refait pour s'approcher du minimum détectable donné par le constructeur et donc améliorer la sensibilité de la chaîne de réception.

Dès le début de l'expérience Epsat-Niger, on s'est aperçu que l'alimentation électrique du radar était quelque peu défaillante. Ce manque de fiabilité entraînait la détérioration des cristaux du radar et donc une instabilité de la chaîne de réception au cours d'une même saison des pluies. En août 1991 le radar a été raccordé à l'alimentation de secours de l'aéroport pour supprimer ce problème.

En juin 1992 la stabilité de la chaîne de réception a été améliorée par l'ajout d'un limiteur. On écrête ainsi les fortes puissances ce qui garantit de ne pas détériorer les cristaux par les échos de sol proches.

À partir de 1992 on peut considérer la chaîne de réception comme stable et suffisamment sensible, ce qui signifie qu'on dispose de deux saisons pour lesquelles les données sont en principe fiables (1992 et 1993), et de deux saisons pour lesquelles elles sont entachées d'une forte variabilité entre événements d'une part, à l'intérieur même des événements d'autre part (1990 et 1991).

## REMISE À NIVEAU À L'AIDE DES ÉCHOS DE SOL

À proximité du radar, le signal émis par celui-ci est en partie réfléchi par le sol. Cette réflexion se fait dans un lobe secondaire du signal radar et les réflectivités mesurées ne varient pas lorsque la zone des échos de sol n'est pas touchée par un système précipitant. La mesure de la réflectivité des échos de sol peut donc être utilisée comme un indice du niveau de la chaîne de réception du radar, ses variations éventuelles étant un indicateur d'instabilité.

On a effectué une étude sur les données de 1991 et 1992 en sélectionnant les événements pour lesquels aucun nuage sur la zone d'échos de sol ne pouvait gêner le calcul des niveaux de réflectivité des ces échos. Cette sélection comprend 12 événements pour l'année 1991 et 8 événements pour 1992. Pour chaque événement retenu on a calculé, pour chaque image de l'événement et pour chaque secteur de  $10^\circ$ ,  $z_{ij}$  la moyenne de réflectivité des échos de sol du secteur  $i$  pour l'image  $j$ . On en déduit pour chaque événement :

- la moyenne  $Z_i$  de réflectivité des échos de sol du secteur  $i$  ;
- la moyenne générale de l'événement  $Z_k$  :

$$Z_k = 1/35 \sum Z_i \quad \text{où } i = 1 \text{ à } 35 ;$$

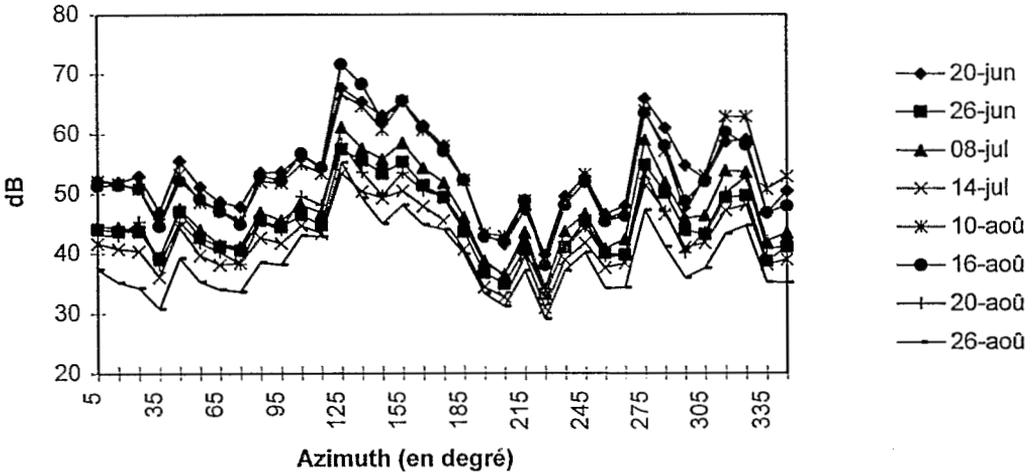
— les écarts relatifs  $e_i$  des échos de sol par secteur de 10° à la moyenne de l'événement  $Z_k$ .

L'examen de ces différentes grandeurs permet d'évaluer la stabilité de la chaîne de réception du radar lors de toute une saison des pluies et de déterminer la sensibilité moyenne du radar (TAUPIN *et al.*, 1992 et 1993).

Sur l'année 1991 (figure 1) on constate une grande dispersion des courbes représentant la moyenne des échos de sol pour un événement. Ceci est dû à la détérioration des cristaux lors de la campagne de mesure 1991. Ces problèmes ayant été résolus en 1992, on trouve sur la figure 2 des niveaux de réflectivité très voisins pour les échos de sol. De même la sensibilité de la chaîne d'acquisition a été améliorée de 1991 à 1992. On peut calculer pour chaque année le niveau moyen  $Z$  de réflectivité des échos de sol comme la moyenne des réflectivités moyennes  $Z_k$  de chaque événement : pour la saison 1992 le niveau moyen de réflectivité des échos de sol est de 71,1 dB contre 47,1 dB en 1991.

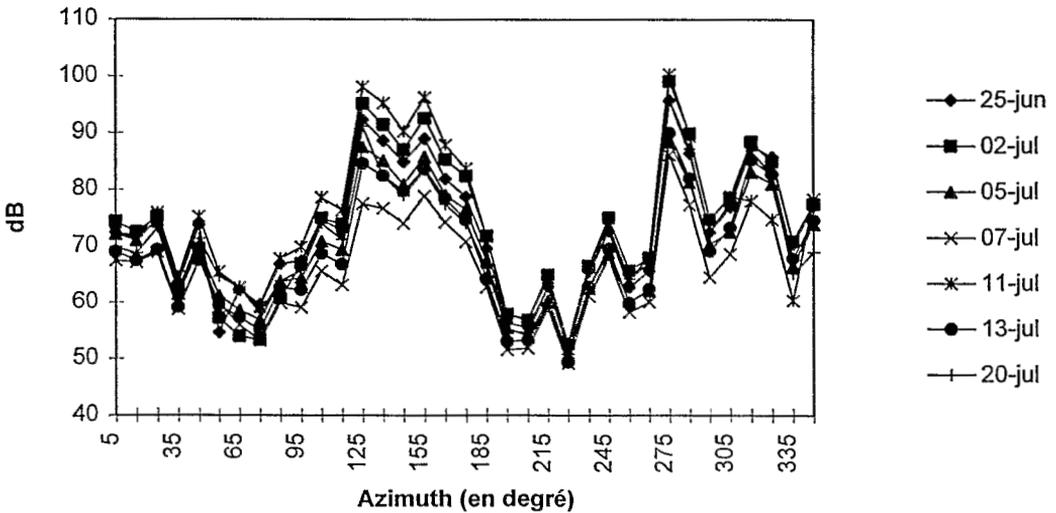
L'étude des échos de sol permet donc une analyse de la stabilité et de la sensibilité du radar. Cependant elle ne consiste pas en une calibration du radar ; à aucun moment on ne fait référence à une grandeur connue. On peut juste effectuer une remise à niveau du radar pour chaque événement par rapport à son niveau de fonctionnement moyen sur l'ensemble de la saison des pluies. En outre les valeurs moyennes  $Z_k$  doivent être soumises à critique avant utilisation car une instabilité du site du radar peut biaiser ces calculs malgré l'effet de moyenne (ex : événement du 07/07, figure 2) ; de même la présence de convection locale sur la zone des échos de sol peut fausser la détermination de  $Z_k$  et donc empêcher la mise en œuvre de la méthode dans un tel cas.

On ajoute que, pour le radar de Niamey, cette étude a constitué un préalable indispensable avant une exploitation des données radar car l'étude de la réflectivité des échos de sol reste un moyen aisé de contrôle de la chaîne d'acquisition radar pourvu que les échos de sol s'y prêtent.



**Figure 1 :**

Moyenne des réflectivités des échos de sol sur l'ensemble d'un événement et par secteur de 10° pour l'année 1991 . Seuls apparaissent les 8 événements de 1991 sélectionnés pour une remise à niveau. Pour établir ce graphique on a conservé uniquement les images acquises avant l'arrivée des systèmes précipitants sur la zone d'échos de sol. La moyenne de réflectivité des échos de sol pour tous les événements et tous les secteurs est de 47,1 dB.



**Figure 2 :**

Moyenne des réflectivités des échos de sol sur l'ensemble d'un événement et par secteur de 10° pour l'année 1992. La moyenne de réflectivité des échos de sol pour tous les événements et tous les secteurs est de 71,1 dB.

## PREMIÈRE APPROCHE POUR UNE CALIBRATION DU RADAR À L'AIDE DES DONNÉES SOL

Pour obtenir une valeur sol, nous disposons d'un réseau dense de pluviographes sur tout le degré carré de Niamey (LEBEL *et al.*, 1992). Nous nous proposons de comparer les lames d'eau déterminées à l'aide des réflectivités radar avec celles calculées à partir des données mesurées au sol. On ne s'intéresse qu'à la partie convective des systèmes précipitants, en négligeant toutes les déformations liées à la mesure radar. Il s'agit essentiellement de tester la sensibilité des différents paramètres influençant la calibration du radar.

Les lames d'eau sol  $L_{sol}$  sont calculées par krigeage à l'aide d'un variogramme de pépite nulle, de portée 30 ou 50 km ainsi que par moyenne arithmétique. Le pas de temps des données sol est de 5 mn ou de 10 mn. On calcule les lames d'eau radar  $L_{rad}$  par moyenne arithmétique des intensités. Soit  $R$  l'intensité de pluie estimée, la lame d'eau est :

$$L_{rad} = 1/n \sum_{k=1}^n R_k$$

avec  $n$  le nombre de pixels radar sur la surface de comparaison considérée.  $R_k$  est déterminée à partir de la réflectivité  $Z$  à l'aide d'une des trois relations Z-R suivantes :

— Marshall-Palmer	$Z = 200R^{1,6}$	(MARSHALL et PALMER, 1948)
— Jones	$Z = 486R^{1,37}$	(JONES, 1956)
— Chamsi	$Z = 363R^{1,37}$	si $Z < 15000 \text{ mm}^6/\text{m}^3$
	$Z = 1464R$	si $Z > 15000 \text{ mm}^6/\text{m}^3$ (CHAMSI,

1992)

La relation de MARSHALL-PALMER est la première relation Z-R à avoir été mise en évidence. Les deux dernières relations ont été établies pour des pluies de type convectif, plus particulièrement pour les pluies sahéniennes en ce qui concerne CHAMSI.

Nous avons 3 paramètres qui peuvent influencer sur le rapport entre  $L_{sol}$  et  $L_{rad}$  :

- le pas de temps des données sol ;
- la méthode d'interpolation des données sol ;
- la relation Z-R utilisée.

Soixante-treize images ont été étudiées. Ces images ont été sélectionnées sur 12 événements des saisons 1991 et 1992 sur lesquels on peut identifier un front convectif. On compare les lames d'eau sol et radar en calculant l'écart relatif :

$$E_s = \left( (L_{rad} - L_{sol}) / L_{sol} \right) \times 100$$

Cette comparaison fait apparaître la différence des niveaux de réflectivités entre 1991 et 1992, ce que nous avons déjà remarqué auparavant. La moyenne des écarts relatifs en 1991 est de l'ordre de - 85 % contre presque 0 % en 1992. (figure 3). D'autre part pour certains événements, l'écart relatif d'une image à

l'autre peut dépasser 100 % (ex. : 20/06/92 images 5 et 6, figure 4). En ce qui concerne les méthodes d'interpolation des données sol, on constate que la méthode de krigeage avec une portée de 30 km donne une estimation de la lame d'eau inférieure de 40 % environ à celle estimée en utilisant un variogramme de portée 50 km. Enfin la relation Z-R a peu d'influence par rapport à la méthode d'interpolation des données sol.

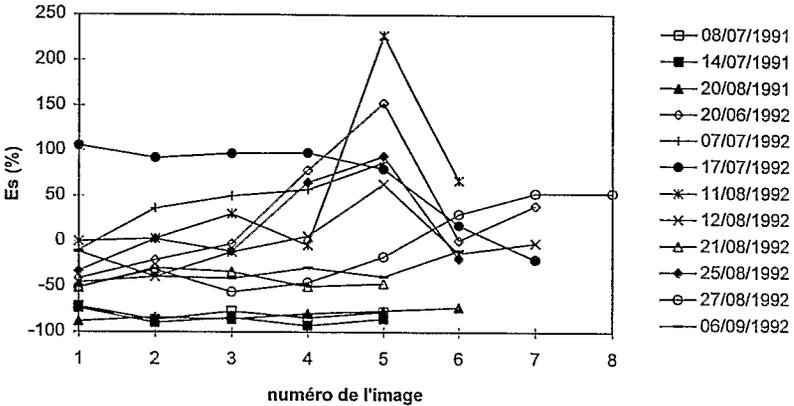


Figure 3 :

Évolution de l'écart relatif  $E_s$  pour tous les événements sélectionnés. En abscisse se trouve le numéro de l'image dans l'événement ; ce numéro correspond seulement à l'ordre chronologique sans faire référence à un pas de temps. Les lames d'eau sol sont calculées par krigeage avec un variogramme de portée 30 km, le pas de temps est de 5 mn. Les lames d'eau radar sont estimées avec la relation Z-R de CHAMSI.

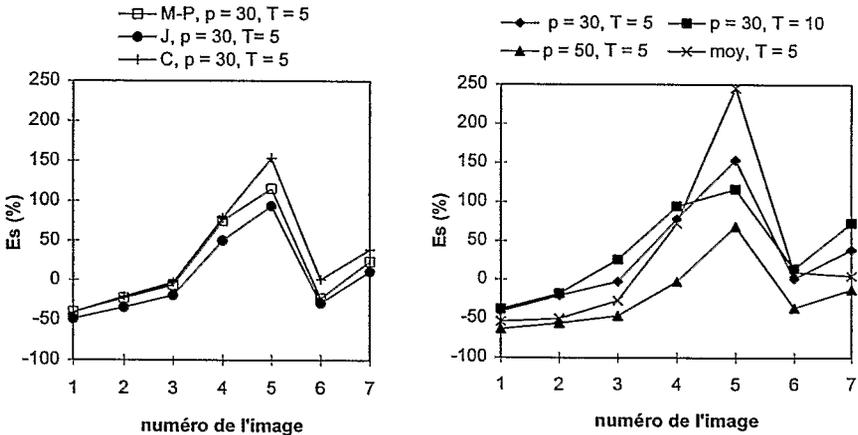


Figure 4-a et 4-b :

Évolution de l'écart relatif  $E_s$  pour l'événement du 20/06/1992 en fonction des trois paramètres suivants :

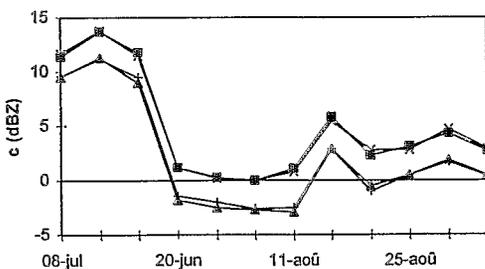
- relation Z-R : M-P : MARSHALL-PALMER, J : JONES, C : CHAMSI
- portée  $p$  du variogramme utilisée lors du calcul de la lame d'eau sol par krigeage (en km) et moy : interpolation des données sol par moyenne arithmétique.
- pas de temps  $T$  (en mn) des données sol

Le numéro de l'image ne représente que l'ordre chronologique des mesures radar.

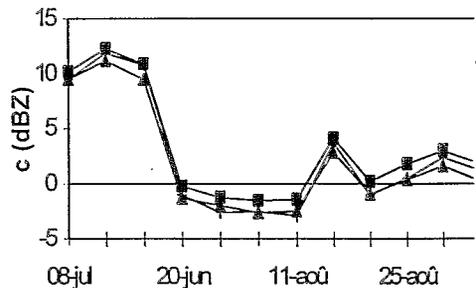
Nous avons procédé à la calibration du radar comme suit. Avec les résultats précédents, nous avons calculé pour chaque événement une correction additive  $c$  (en dBZ) permettant d'obtenir des écarts relatifs après correction qui soient nuls à 1 % près. On constate (figure 5a et 5b) que :

- les trois événements de 1991 nécessitent des valeurs de  $c$  comprises entre 9 et 16 dBZ quelles que soient les méthodes de calcul utilisées alors que les valeurs de  $c$  sont comprises entre -5 et 5 dBZ pour 1992 ;
- pour une méthode de calcul donnée, le pas de temps d'estimation de  $L_{sol}$  (5 ou 10 mn) influence peu la valeur de  $c$  par rapport aux autres paramètres ;
- l'estimation de la pluie au sol avec un variogramme de portée 30 km conduit à calculer des valeurs de  $c$  inférieures d'environ 3,5 dBZ à celles obtenues lorsqu'on utilise un variogramme de portée 50 km pour le calcul par krigeage des lames d'eau au sol ;
- quelle que soit la méthode d'estimation de la pluie au sol, les différences de la valeur  $c$  lorsqu'on change de relation Z-R sont constantes et varient entre -1,5 et 2 dBZ. Sur ce point là on ne constate aucune différence entre 1991 et 1992.

—  $p = 30, T = 5$  —  $p = 50, T = 5$  —  $p = 30, T = 10$  —  $p = 50, T = 10$



— Marshall-Palmer — Jones — Chamsi



**Figure 5a et 5b :**

*Facteur de calibration en fonction de la méthode d'interpolation sol et du pas de temps (a) et en fonction de la relation Z-R (b).*

*Les trois premières valeurs sont relatives à des événements de 1991, les autres à des événements de 1992.*

**5a) La relation Z-R est celle de CHAMSI (1992).**

**5b) pas de temps : 5 mn.**

—  $p$  : portée du variogramme en km.

— portée  $p$  du variogramme : 30 km.

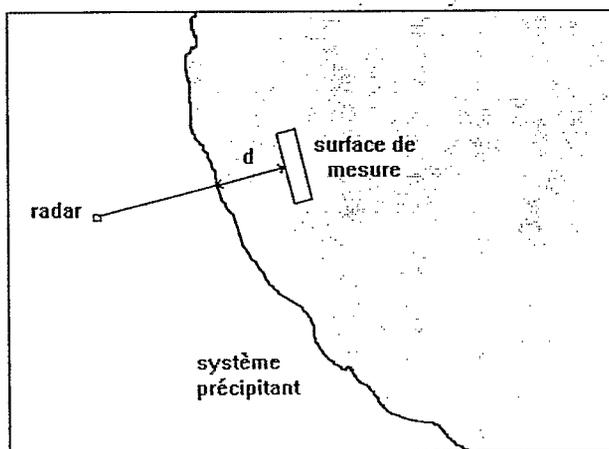
—  $T$  : pas de temps en mn.

À condition d'avoir précisé quelle vérité sol on considère comme vraie, ce calcul permet de calibrer les données radar pour chaque événement. Mais, au cours d'un événement, les écarts relatifs  $E_s$  de chaque image peuvent être très différents. La valeur moyenne de ces écarts n'est donc pas toujours significative.

En outre le signal radar présente des incertitudes, notamment sur la relation Z-R, qui agissent sur la dispersion des valeurs de calibration. Cependant cette dispersion est largement inférieure à celle due au choix de la méthode d'interpolation des données sol. Elle peut être diminuée en intégrant les données sol et radar sur une période de temps supérieure à celle de l'image (DELRIEU, 1986). Dans notre étude, nous ne faisons pas d'intégration temporelle pour rester dans la partie convective du système précipitant. Par contre nous effectuons une intégration spatiale en comparant les deux modes de mesure sur des surfaces, ce qui permet aussi de diminuer la dispersion des valeurs de calibration. Enfin, cette première approche d'une calibration du radar de Niamey néglige l'atténuation du signal radar ; nous proposons donc une autre méthode visant à prendre en compte indirectement ce phénomène.

### CALIBRATION DES RÉFLECTIVITÉS MESURÉES AU RADAR AVEC PRISE EN COMPTE DE L'ATTÉNUATION

Cette étude est menée sur 6 événements majeurs de l'année 1993. Pour cette année, une partie du réseau de pluviographes Epsat-Niger a été redéployée en lignes dans le cadre de l'expérience Arcol (figure 7), (LEBEL *et al.*, 1994). Ces lignes présentent une orientation et une densité en pluviographes permettant de mettre en œuvre la méthode proposée en figure 6.



**Figure 6 :**

*Méthode avec prise en compte de l'atténuation.*

Nous introduisons la distance  $d$  entre le front du système précipitant et la surface de mesure des réflectivités radar. Cette distance est définie comme la moyenne des distances au front du système précipitant sur toutes les radiales du radar coupant la surface de mesure. Nous avons aussi défini 4 surfaces de mesure correspondant aux 4 lignes de pluviographes du réseau Arcol 1993 (figure 7). La forme de ces surfaces fait correspondre l'intégration spatiale du signal radar à une intégration spatiale des données sol par l'intermédiaire de la vitesse de déplacement du système précipitant. Pour cela on juge l'intégration spatiale de la mesure au radar équivalente à une intégration temporelle sur une durée de l'ordre du rapport de la hauteur du domaine de mesure radar par la vitesse de chute moyenne des gouttes de pluie<sup>1</sup>. Puis la vitesse de déplacement du système précipitant<sup>2</sup> permet de passer de l'intégration temporelle du signal radar à une intégration spatiale des données sol.

On calcule alors les intensités de pluie sur les surfaces de l'étude :

- l'intensité  $R_{rad}$  déterminée au radar est la moyenne des réflectivités converties en intensités à l'aide d'une des trois relations Z-R utilisées au chapitre précédent :

$$R_{rad} = 1/n \sum_{k=1}^n R_k \quad n : \text{nombre de pixels radar sur la surface de mesure ;}$$

- la relation Z-R de CHAMSI est remplacée par son expression globale :  $Z = 364R^{1,36}$ . Cette expression est calculée sur le même échantillon de données que la précédente relation sans tenir compte du seuil à 15 000 mm<sup>6</sup>/m<sup>3</sup> (CHAMSI, 1992) ;
- l'intensité  $R_{sol}$  est la moyenne des intensités mesurées aux pluviographes de la surface de mesure considérée. Cette moyenne se fait sur un échantillon de 12 à 33 valeurs suivant la surface considérée. On dispose de données au pas de temps de 5 mn ; pour respecter le synchronisme entre les deux modes de mesure nous interpolons les données sol.

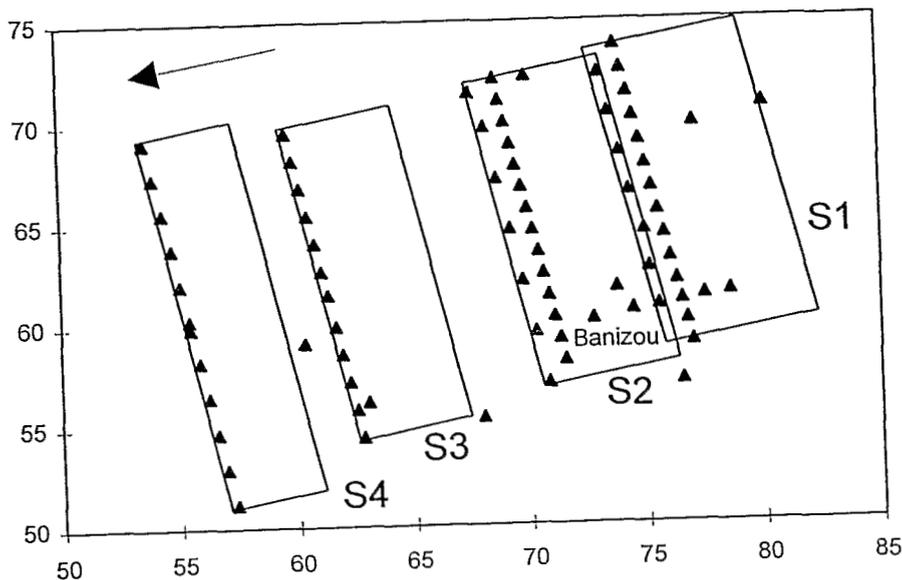
On effectue une régression exponentielle du rapport  $R_{sol}/R_{rad}$  en fonction de la distance  $d$  (figure 7). Ceci est justifié par la forme exponentielle de l'expression mathématique de l'atténuation sur le trajet radar-cible de l'onde :

$$L^2(r) = \exp\left(-0.46 \times \int_0^r k(r) dr\right)$$

où  $k$  est le taux d'atténuation et  $r$  la distance au radar et par la relation liant  $Z_a$  la réflectivité apparente (vue par le radar) à la réflectivité vraie  $Z$  :  $Z_a(r) = Z(r)L^2(r)$ . La pente de la droite de régression met en évidence l'atténuation.

<sup>1</sup>La vitesse de chute moyenne des gouttes de pluie est de l'ordre de 5 m/s.

<sup>2</sup>La vitesse de déplacement moyenne des systèmes précipitants est de 50 km/h.



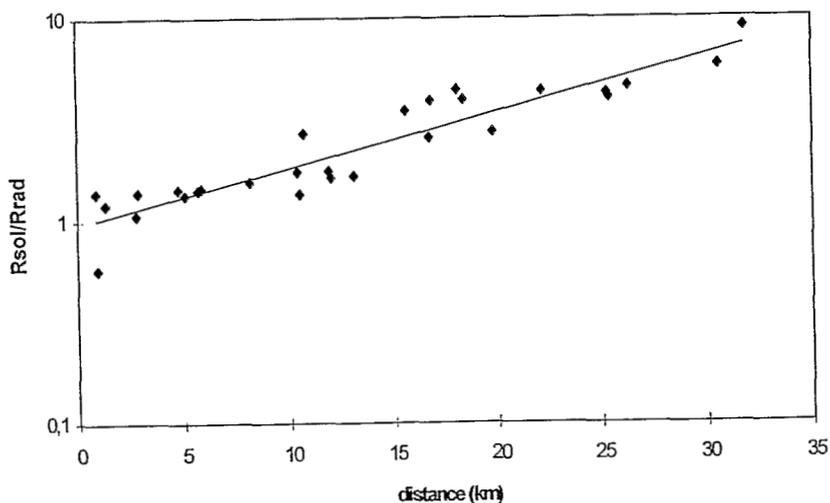
**Figure 7 :**

Réseau Arcol et surfaces d'extraction des mesures.

Coordonnées en km - Origine : 2° E, 13° N ; coordonnées du radar

X = 18,71 Y = 53,36.

La flèche indique le sens du déplacement moyen des systèmes précipitants.



**Figure 8 :**

Comparaison entre  $R_{sol}$  et  $R_{rad}$  en fonction de la distance au front du système précipitant pour l'événement du 08/08/1993.

régression :  $\ln(R_{sol}/R_{rad}) = 6,30 \cdot 10^{-2}d - 3,52 \cdot 10^{-2}$

$r^2 = 0,863$

$n = 28.$

L'ordonnée à l'origine est considérée comme la valeur du rapport  $R_{sol}/R_{rad}$  sans influence de l'atténuation. On peut déduire de ces rapports un facteur de calibration  $c$  pour chaque événement :

$$c(dBZ) = 10 \times b \times \log\left(\left(R_{sol} / R_{rad}\right)(d=0)\right)$$

où  $b$  est l'exposant de la relation  $Z-R$ ,  $Z = aR^b$  (CAOUDAL, 1993). Le tableau suivant présente les facteurs de calibration pour 6 événements de 1993 et les 3 relations  $Z-R$  de l'étude.

**Tableau 1**  
Facteur de calibration  $c$  en dBZ

	13-Jun	30-Jul	05-Août	08-Août	17-Août	19-Août
Marshall-Palmer	1,24	-2,41	$-1,64 \cdot 10^{-2}$	0,34	-3,25	$-4,33 \cdot 10^{-2}$
Jones	1,87	-1,16	-0,353	-0,209	-0,756	$1,98 \cdot 10^{-2}$
Chamsi global	-1,03	-3,03	-1,38	-2,14	-3,43	-2,14

Lorsqu'on change de relation  $Z-R$ ,  $c$  est compris dans un intervalle de 3 dBZ dont la borne inférieure est  $c$  pour la relation de CHAMSI global. Ce facteur  $c$  varie de façon similaire entre les deux relations JONES et CHAMSI global à cause de la similitude même de l'exposant  $b$  de ces relations. Par contre  $c$ , calculé avec la relation de MARSHALL-PALMER, a une évolution interévénement différente qui s'explique par le fait qu'en utilisant cette relation on surestime les faibles intensités et sous-estime les fortes intensités par rapport aux deux autres relations.

Dans cette approche, la méthode d'interpolation des données sol n'est pas paramétrée. Les surfaces sur lesquelles on compare intensité sol et radar possèdent suffisamment de points de mesure au sol pour que la moyenne arithmétique soit un interpolateur représentatif. De plus la configuration en ligne du réseau sol ne justifie pas l'utilisation d'une méthode comme le krigeage.

## CONCLUSION

En préalable à une calibration, l'étude des échos de sol mesurés par le radar de Niamey nous a apporté des enseignements sur la stabilité et la sensibilité de la chaîne d'acquisition radar. On a pu en outre déterminé ainsi le niveau moyen de réflectivité pour chaque événement et procéder à une remise à niveau par rapport au niveau moyen sur toute la saison des pluies.

Pour calibrer le radar, on peut comparer les lames d'eau sol et radar calculées sur des surfaces se limitant à la partie convective des systèmes précipitants. Une telle comparaison fait apparaître les variations importantes du facteur de calibration en fonction de la méthode d'interpolation des données sol. Ce facteur est comparativement moins sensible au choix de la relation Z-R ce qui met en lumière l'importance du calcul d'une vérité sol fiable, opération délicate dans le cas des pluies convectives telles que celles du Niger.

Cette première méthode de calibration faisant abstraction de certains artefacts inhérents à la mesure radar, nous en proposons une seconde, consistant à comparer les intensités sol et radar en fonction de la distance entre la surface d'extraction des mesures et le front du système précipitant. On tient compte ainsi de l'atténuation du signal radar (fonction de la distance) ce qui n'était pas le cas dans la méthode précédente. Le facteur de calibration varie de  $-3,43$  à  $1,87$  dBZ suivant l'événement et la relation Z-R utilisée. Plus précisément on constate des variations du facteur de calibration allant de  $-3,24$  à  $1,24$  dBZ lorsqu'on utilise la relation Z-R de MARSHALL-PALMER et de  $-3,43$  à  $-1,03$  dBZ lorsqu'on utilise une relation proposée spécifiquement pour les pluies sahéliennes par CHAMSI (1992).

Cette dernière méthode n'utilise qu'une partie de l'information obtenue par comparaison des données sol et radar en fonction de la distance au front précipitant (figure 7), en l'occurrence l'ordonnée à l'origine de la régression proposée. On espère pouvoir utiliser l'ensemble des points et la pente de la droite de régression pour analyser l'effet de l'atténuation sur le signal radar et corriger ainsi les réflectivités avant leur transformation en intensité de précipitation.

## BIBLIOGRAPHIE

- CAUDAL S., 1993. Tests de cohérence des mesures de l'expérience hydrométéorologique « Marseille 92-93 », D.E.A., UJF, Grenoble, 42 p.
- CHAMSI N., 1992. Estimation des précipitations à partir de la réflectivité radar dans les systèmes convectifs tropicaux, Thèse de doctorat, UPS, Toulouse, 110 p.
- DELRIEU G., 1986. Évaluation d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations, Thèse de doctorat, UJF, Grenoble, 190 p.
- JONES D. M. A., 1956. Rainfall drop-size distribution and radar reflectivity, Res. Rept. n° 6. Urbana : Meteor. Lab., Illinois State Water Survey.
- LEBEL T., SAUVAGEOT H., HOEPPFNER M., DESBOIS M., GUILLOT B., HUBERT P., 1992. Rainfall estimation in the Sahel : the Epsat-Niger experiment, *Hydro. Sci. J.*, 37(3), 201-215.
- LEBEL T., TAUPIN J.-D., GRÉARD M., 1994. Rainfall monitoring : The Epsat-Niger setup and its use for Hapex-Sahel. À paraître dans « Hydrologie et Météorologie de Mésos-échelle dans Hapex-Sahel : dispositif de mesures au sol et premiers résultats » (Orstom Ed.).
- LEBEL T., TAUPIN J.-D., LE BARBÉ L., à paraître. Rainfall climatology during Hapex-Sahel, (*Journal of Hydrology*).
- MARSHALL J. S., PALMER W. M. K., 1948. The distribution of raindrops with size, *J. Meteorology*, 5. 165-166.
- SAUVAGEOT H., DESPAUX G., 1990. Sanaga, un système d'acquisition numérique et de visualisation de données radar pour la validation des estimations satellitaires de précipitation, *Veille Climatique Satellitaire*, 31, 51-55.
- TAUPIN J.-D., LEBEL T., CAZENAVE F., CHIRON F., GATHELIER R., GRÉARD M., GUALDE M., KONG J., VALÉRO T., 1992. Epsat-Niger, campagne 1991, Rapport Orstom-DMN, 90 p.

TAUPIN J.-D., LEBEL T., CAZENAVE F., GRÉARD M., KONG J., LECOCQ J., ADAMSON M., D'AMATO N., BEN MOHAMED A., 1993. Epsat-Niger, campagne 1992, Rapport Orstom-DMN, 100 p.

WAYMIRE E., GUPTA V. K., RODRIGUEZ-ITURBE I., 1984. A spectral theory of rainfall intensity at the meso- $\beta$  scale, *Water Resources Research* 20(10), 1453-1465.