

La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel: apports de l'expérience EPSAT-Niger

**T. LEBEL, A. AMANI, F. CAZENAVE, J. LECOCQ,
J. D. TAUPIN**

Groupe de Recherches PRAO, Orstom, BP 53, F-38041 Grenoble Cedex 9, France

E. ELGUERO, M. GREARD, L. LE BARBE, H. LAURENT

Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, BP 5045, F-32032 Montpellier, France

N. D'AMATO, J. ROBIN

Centre Orstom de Niamey, Niger

Résumé L'expérience EPSAT-Niger est la première de ce type menée en Afrique. Elle a été conçue pour étudier la structure des champs de pluie sahéliens depuis la méso-échelle, telle que définie par les atmosphériques, jusqu'aux échelles fines adaptées aux études hydrologiques de petits bassins versants, grâce à l'association d'un radar météorologique numérisé et d'un réseau dense de pluviographes à mémoire statique. L'expérience a duré 4 ans dans sa période intensive (1990-1993) et elle se poursuit actuellement en mode d'observatoire: le nombre de postes a été réduit à une trentaine et les acquisitions radar ont cessé. On dresse ici un bilan des avancées produites par une première série de travaux menés sur les données de la période intensive. L'intérêt et les limites de l'information radar sont discutés. On montre ensuite que l'événement pluvieux possède des caractéristiques stables d'une année sur l'autre. Ces caractéristiques devraient pouvoir être utilisées comme outils de diagnostic climatique destinés à remplacer les indicateurs liés à l'analyse des seules moyennes annuelles. En se basant sur une approche géostatistique, des abaques d'erreurs d'estimation ont été calculées pour des surfaces de référence en faisant varier la densité du réseau de mesure. Ces abaques font apparaître des seuils critiques de densité en dessous desquels les erreurs d'estimation augmentent très rapidement lorsque la densité décroît. Ces seuils critiques peuvent être utilisés à des fins de dimensionnement de réseau.

Space and time distribution of sahelian rainfall: results from the EPSAT-Niger experiment

Abstract The EPSAT-Niger experiment is the first of its kind in Africa. It was designed to study the structure of the sahelian rain fields over an array of space-time scales. To that end a digitized weather radar system was associated with a dense network of a hundred recording raingauges.

The intensive period of the experiment lasted for 4 years (1990-1993). A long-term observing period has followed, with a reduced number (30) of gauges, the radar data collection being stopped. This paper is devoted to presenting a survey of the results obtained from the initial stage of the intensive period of data processing. The usefulness and limitations of the radar data are briefly discussed. The analysis of the gauge data leads to the conclusion that the rainfall event is a stable element of the Sahelian rainfall regime. Its statistical properties vary little from one year to another, irrespective of the overall abundance of the rainfall during the rainy season, which is mainly linked to the number of rainfall events. Using a geostatistical approach the uncertainty of the rainfall estimates over areas of varying size for different network densities is assessed. Critical density thresholds are identified for each area. These thresholds may be used as guidance for raingauge network design in this region.

INTRODUCTION

L'expérience EPSAT-Niger (Lebel *et al.*, 1992) marque un tournant dans les études pluviométriques en Afrique de l'Ouest. Jusque là, la mesure de la pluie était surtout perçue comme un des éléments des études de bassins versants. On installait des pluviomètres, ou des pluviographes, pour fournir une estimation des entrées du système hydrologique considéré. Les systèmes précipitants ne constituaient que très occasionnellement, et de façon marginale, un domaine d'étude en eux-mêmes. De ce fait les dispositifs de mesure n'étaient pas conçus pour faire avancer nos connaissances sur la structure spatio-temporelle des champs de pluie et ne permettaient guère d'en développer des modélisations. La fin de la grande période d'inventaire hydrologique en Afrique aidant, et la prise de conscience que la modélisation hydrologique devait inclure celle des précipitations, il est apparu nécessaire de mettre sur pied des expériences spécifiques pour servir de support à l'étude des systèmes précipitants d'Afrique de l'Ouest. Il faut remarquer que cette évolution avait déjà eu lieu dans d'autres régions du monde, notamment aux Etats-Unis, où l'expérience Face (Barnston & Thomas, 1983) a inauguré le début d'une série d'expériences centrées sur l'étude des systèmes précipitants extra-tropicaux.

En Afrique de l'Ouest, deux expériences ont été consacrées à l'étude des précipitations dans une optique essentiellement atmosphérique: Gate (Woodley *et al.*, 1980) et COPT-81 (Chong *et al.*, 1987). La sécheresse qui sévit depuis le début des années 1970 (Janicot & Fontaine, 1993; Lamb, 1983) a souligné l'importance d'études spécifiques consacrées à la liaison entre circulation atmosphérique, organisation des systèmes précipitants et structure des champs de pluie au sol.

Trois axes majeurs de recherche découlent de cette préoccupation:

- (a) la climatologie, qui inclut la caractérisation et la modélisation des régimes pluviométriques et le diagnostic des causes et des conséquences de leurs éventuelles modifications;
- (b) l'estimation, qui inclut la caractérisation de la distribution spatio-temporelle des champs de pluie aux échelles d'interpolation et le développement de modèles permettant de passer d'une échelle à l'autre;

(c) la liaison entre la circulation atmosphérique et la distribution des précipitations, domaine dans lequel le passage d'échelle est également une préoccupation essentielle.

Pour progresser sur ces trois axes il faut disposer de données recueillies sur des domaines d'étude de taille appropriée, et avec un mode d'échantillonnage adapté.

EPSAT-Niger a été initialement conçue dans une optique d'estimation. Partant de la constatation que les grandes étendues d'accès difficile de l'Afrique de l'Ouest ne permettaient pas une couverture suffisante par les réseaux nationaux, il fallait explorer le potentiel d'autres configurations de mesure, incluant des capteurs tels que le radar ou le satellite, pour améliorer la qualité des estimations pluviométriques sur la région, que ce soit à l'échelle des petits bassins versants ou sur de grandes zones correspondant aux besoins des études climatiques. On a donc associé un radar météorologique, capable de fournir des données quantitativement exploitables sur une surface de 40 000 km² environ, et un réseau dense d'une centaine de pluviographes (Fig. 1). La surface couverte par ce réseau est de 16 000 km².

Dans cette synthèse, écrite au milieu de la phase d'exploitation des données, on met l'accent sur les apports d'EPSAT-Niger dans le domaine de la caractérisation et la modélisation de la variabilité des champs pluviométriques à l'échelle de l'événement

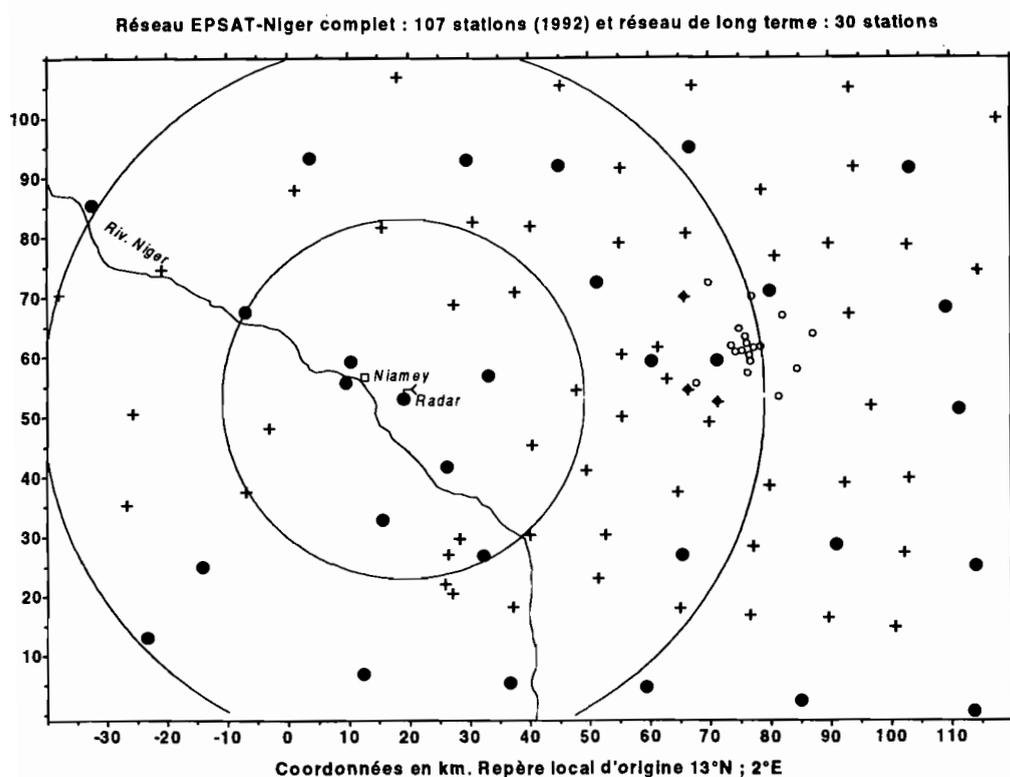


Fig. 1 Le réseau de pluviographes EPSAT-Niger en 1992. Les ronds noirs correspondent aux stations du réseau de suivi à long terme (30 stations sur la période 1990-1996, et, éventuellement, au delà). Les petits ronds blancs sont les stations de la cible centrale. Les grands cercles correspondent aux distances de 30 et 60 km du radar.

pluvieux. La durée moyenne de ces événements étant nettement inférieure à la journée (6 h environ) l'intérêt d'un réseau dense de pluviographes est à cet égard évident. Des résultats intéressants ont été également obtenus dans la caractérisation de l'intermittence temporelle et de la distribution des intensités. Tous ces résultats ont fait l'objet de publications spécifiques où sont décrits en détail les approches suivies et les développements méthodologiques qu'elles ont nécessités. Ces publications sont citées au fur et à mesure et l'on pourra s'y reporter pour obtenir les détails qu'on souhaiterait. Plusieurs études sont en cours pour étendre les résultats obtenus sur le pas de temps de l'événement à des échelles de temps plus fines et pour mieux caractériser la forme des hyétogrammes associés aux différents types de systèmes convectifs répertoriés au cours de l'expérience.

DISPOSITIF DE MESURE ET DONNEES ACQUISES

Zone et période d'étude

Le dispositif de mesure a été implanté dans la région de Niamey (Niger), où la pluie moyenne interannuelle sur la période 1905-1989 a été de 560 mm. Les quarante dernières années ont été caractérisées par la succession d'une séquence humide (moyenne interannuelle de 655 mm entre 1950 et 1967) et d'une séquence sèche (moyenne interannuelle de 495 mm entre 1968 et 1989). La zone couverte par le réseau de pluviographes est délimitée par les latitudes 13° et 14°N, d'une part, par les longitudes 1,40° et 3°E, d'autre part (Fig. 1). Le radar est situé dans la partie ouest de la zone d'étude, ce qui permet d'éviter les effets d'atténuation sur site (les pluies viennent systématiquement de l'est) et d'assurer que toutes les stations sol soient incluses à l'intérieur du cercle de rayon 120 km au delà duquel la mesure quantitative par radar n'est plus possible.

Le réseau de pluviographes

Deux années d'études préliminaires, 1988 et 1989, ont permis de tester et fiabiliser le dispositif. A partir de 1990, on a disposé d'une centaine de pluviographes à acquisition numérique. Ces appareils ont été répartis, d'une part, sur un réseau de base de 72 appareils, disposé selon une grille sensiblement régulière de 12,5 km de côté et, d'autre part, sur trois aires-cibles, dont la principale (carré le plus grand en Fig. 1) mesure 400 km² et sur laquelle sont installées 20 stations selon une densité croissante vers le centre où l'inter-distance est réduite à 1 km. A partir de 1993, le réseau de base a été réduit à 30 appareils. Des expériences locales ont été menées avec les appareils restant: Arcol en 1993 et Kobong en 1994 et 1995 (voir Lebel *et al.*, 1995, et Taupin *et al.*, 1995, pour plus de détails sur ces deux opérations). Le réseau de base de 30 appareils sera maintenu en 1996 et, dans la mesure du possible, au delà, ceci pour obtenir une climatologie d'au moins 10 ans sur cette région et pour servir de validation éventuelle aux missions satellitaires TRMM (Simpson *et al.*, 1988) et Tropiques (Desbois, 1994).

Les données pluviographiques résultent d'une intégration spatiale sur 400 cm², que l'on pourra assimiler à une mesure ponctuelle, et d'une intégration temporelle sur une durée qui varie avec l'intensité de la pluie. En effet la donnée acquise est le temps,

mesuré à la seconde près, séparant deux basculements consécutifs d'un auget (0,5 mm de pluie). La période d'intégration varie ainsi de 30 min pour une intensité de 1 mm h⁻¹ à 5 min pour une intensité de 30 mm h⁻¹ et 15 s pour une intensité de 120 mm h⁻¹.

Quatre saisons des pluies (10 avril-10 octobre) ont été suivies lors de la période intensive (1990-1993). Au cours de ces quatre saisons, le taux de fonctionnement moyen des pluviographes s'est établi à un peu moins de 95%. Les comparaisons effectuées sur deux sites entre pluie au sol et pluie à 1,50 m (hauteur standard des pluviographes d'EPSAT-Niger) ne révèlent aucune différence significative (Taupin *et al.*, 1993b). Conformément à ce qui est le plus souvent observé, et malgré un réglage régulier de tous les appareils, le cumul de la mesure par augets surestime systématiquement, bien que dans des proportions variables d'un appareil et d'une saison à l'autre, le cumul pluviométrique recueilli dans les seaux situés à la sortie du tuyau de vidange des appareils. Cette surestimation est en moyenne de l'ordre de 5%. Pour les pas de temps supérieurs à 24 h, les données augets sont donc corrigées par les valeurs de contrôle au seuil.

Le Tableau 1 fournit un récapitulatif des statistiques caractérisant chacune des années de mesure. On observe que, mis à part l'année 1994, les quatre autres années de la période 1990-1994 sont nettement déficitaires par rapport à la période de référence 1950-1989. La variabilité d'un point à un autre est très marquée, puisque le cumul saisonnier varie d'un facteur 2 entre le minimum et le maximum enregistrés pour chacune des années. Ceci prouve que la très forte intermittence qui caractérise l'événement pluvieux se retrouve sur des périodes de cumul bien plus longues (le mois, la saison), et ce constat a fortement orienté le travail de modélisation en cours.

Les données radar: échantillonnage et aspects métrologiques

Le radar utilisé fonctionne en bande C ($\lambda = 5,4$ cm). L'ouverture du faisceau principal est de 1,5° et la durée d'impulsion de 2 μ s. En mode standard l'acquisition du signal

Tableau 1 Statistiques (en mm) des mesures enregistrées par le réseau de base EPSAT-Niger (espacement des stations de 12,5 km environ) sur la période 10 avril-10 octobre, comparées aux statistiques de la série temporelle de Niamey-Aéroport (NA). Les deux dernières colonnes donnent le cumul saisonnier sur le degré carré (13-14°N; 2-3°E), avec son écart-type d'estimation par krigeage, et aux deux stations de Niamey-Aéroport et Niamey-Orstom.

Echantillon	Moyenne (μ_p)	Ecart-type (s)	Minimum (m)	Maximum (M)	CV (%) (s/μ_p)	$(M - m)/\mu_p$ (%)	Lame d'eau degré carré	Niamey Aéroport /Orstom
EPSAT 1990	396	63	292	659	16,0	93	396 ± 2	474/399
EPSAT 1991	523	95	341	725	18,2	74	522 ± 4	434/541
EPSAT 1992	513	71	389	782	13,9	77	511 ± 3	607/488
EPSAT 1993	459	83,9	315	622	18,6	65	460 ± 5	399/447
EPSAT 1994	662	90	492	856	13,5	55	663 ± 5	653/670
NA 50-89	566	123	294	980	22,0	114		
NA 50-67	654	145	454	980	22,0	74		
NA 68-89	495	108	294	689	22,0	80		

rétro-diffusé s'effectue sur des portes de 500 m (Sauvageot & Despau, 1990). La résolution spatiale de la donnée radar varie en conséquence linéairement de 500×500 m pour une distance de 20 km de l'émetteur à 500×1500 m pour une distance de 60 km. La mesure est aussi intégrée verticalement, de telle sorte que les précipitations contenues dans le volume d'intégration vont arriver au sol en s'étalant sur une durée de quelques minutes (entre 1 et 5 min selon la vitesse de chute et la distance au radar).

Sur la période 1990-1993, 112 événements ont été suivis par radar. Malheureusement, des problèmes répétés d'alimentation électrique ont altéré la qualité des acquisitions de 1990 et, pour partie, de 1991. L'exploitation de ces données à des fins quantitatives est difficilement envisageable, sauf peut-être de façon très globale. A compter du mois d'août 1991 le radar a très bien fonctionné, permettant une bonne couverture de la Période d'Observation Intensive d'Hapex-Sahel (Goutorbe *et al.*, 1994) et l'acquisition de données sur une quinzaine de lignes de grains (on se reportera à Lebel *et al.*, 1995; Taupin *et al.*, 1993b, pour des commentaires plus détaillés sur le fonctionnement du radar).

Le site de Niamey est *a priori* très favorable à la mesure des précipitations par radar, du fait de l'absence de bande brillante aux altitudes de mesure et d'un relief très peu marqué. Malgré ces conditions favorables, deux sources d'erreur majeures demeurent:

- (a) l'instabilité de la chaîne de réception qui entraîne des variations d'étalonnage d'une acquisition à l'autre; et
- (b) l'atténuation du signal, non négligeable du fait de la longueur d'onde utilisée (5,4 cm) et de l'intensité des précipitations observées.

Un recalage de la chaîne de réception a tout d'abord été effectué en se basant sur les échos de sol, renvoyés essentiellement par les lobes secondaires du faisceau radar. Cette procédure a confirmé la bonne qualité des données acquises en 1992 et 1993, le niveau des échos de sol variant peu d'un événement à l'autre, par contraste avec celles de 1990

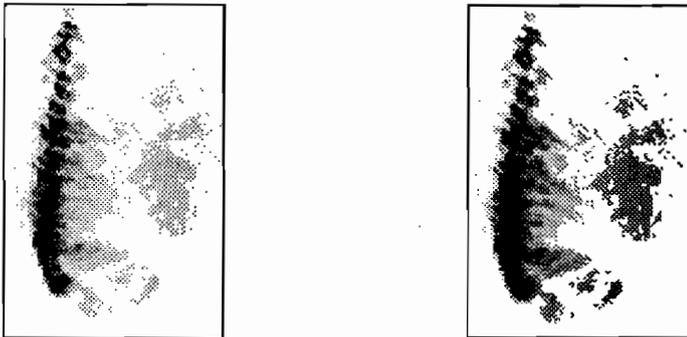


Fig. 2 Image radar de la ligne de grains du 17 août 1993 à 21:10 UTC, avant et après correction d'atténuation. Valeurs moyennes estimées sur le degré carré: image brute (en haut) = $5,2 \text{ mm h}^{-1}$; image calibrée et corrigée des effets d'atténuation (en bas) = $11,2 \text{ mm h}^{-1}$. Les valeurs d'intensités sont représentées en dégradé de gris, les intensités de plus de 20 mm h^{-1} étant figurées en noir. Correction d'atténuation par la relation $K = 2 \times 10^3 R^{1,15}$, et transformation en taux de pluie par la relation $Z = 411 R^{1,33}$, où K , R et Z sont respectivement le taux d'atténuation (dB km^{-1}), le taux de précipitation (mm h^{-1}) et la réflectivité radar ($\text{mm}^3 \text{ m}^{-6}$).

et 1991, pour lesquelles les échos de sol sont d'un niveau moyen de 24 dB inférieur et varient fortement (Taupin *et al.*, 1993b; Lecocq *et al.*, 1994).

La deuxième correction à effectuer est celle de l'atténuation, qui est d'autant plus forte que la longueur d'onde utilisée est faible. La bande C (longueurs d'onde autour de 5 cm) constitue de ce point de vue un cas intermédiaire: l'atténuation est significative mais il est envisageable de la corriger à l'aide d'un algorithme récursif de type (Hitschfeld & Bordan, 1954). Les études approfondies menées par Benichou (1995), reprenant les travaux de Delrieu *et al.* (1992) (voir aussi Benichou *et al.*, 1995), ont montré qu'il existait en réalité une atténuation tellement forte que dans certains cas l'algorithme de correction diverge pour des raisons numériques. On est alors obligé de contraindre la correction et d'en limiter l'amplitude, ce qui est bien sûr une source d'incertitude supplémentaire pour l'utilisation quantitative de ces réflectivités corrigées. On montre en Fig. 2 un champ radar, transformé en intensités de pluie, avant et après correction de l'atténuation. On a affaire à une ligne de grains, constituée à l'avant d'un front de cellules convectives associées à des intensités de pluie pouvant atteindre plusieurs centaines de mm h^{-1} , suivi par une traîne stratiforme au sein de laquelle les intensités ne dépassent guère quelques mm h^{-1} . Le seuil critique d'atténuation, et la divergence de l'algorithme de correction qui en résulte, se produisent lorsque le faisceau radar intercepte une ou plusieurs cellules convectives de forte intensité. Des simulations ont permis de montrer que la divergence se produisait presque systématiquement en cas de pic convectif dépassant 100 mm h^{-1} pour des cellules dont le diamètre serait de l'ordre de 10 km. Il semble bien cependant que les cellules constitutives des lignes de grains sahéliennes soient moins grandes que cela (leur diamètre étant généralement inférieur à 5 km) et il est donc très difficile de déterminer a priori si l'atténuation peut-être corrigée de façon satisfaisante ou non. Un seuil maximum de correction, égal à 9 dBZ, a donc été introduit dans l'algorithme. Lorsqu'il est dépassé, on considère qu'il y a divergence. Le cas ci-dessous est un cas moyen pour lequel le nombre de radiales divergentes de l'algorithme de correction ne dépasse pas 10%. La pluie moyenne sur le degré carré est estimée à $5,2 \text{ mm h}^{-1}$ avant correction et à $11,2 \text{ mm h}^{-1}$, soit plus du double, après correction. Cette différence provient d'une forte sous-estimation à l'arrière de la partie convective et dans la partie stratiforme du fait d'une atténuation significative au cours de la traversée du front convectif.

Parmi les treize événements sélectionnés en 1992 et 1993 pour leur intérêt hydrologique, cinq se sont avérés impossibles à corriger correctement pour obtenir une adéquation raisonnable avec le champ de précipitations mesuré par les pluviographes. (Beaucoup d'autres événements sont exploitables, mais, pour la phase initiale de recherches sur le traitement du signal radar, on s'est limité à un nombre restreint de cas intéressants afin de limiter la quantité de données à manipuler.) Ceci souligne qu'il existe des situations où un radar bande C effectuant des mesures dans l'axe de déplacement d'une ligne de grains, et en avant de celle-ci, est trop fortement atténué au travers du front convectif pour que les données obtenues puissent ensuite être corrigées de l'atténuation par un algorithme récursif classique. Bien entendu le problème est encore pire lorsque le faisceau radar intersecte le front convectif dans sa longueur. Dans ce cas seuls les 10-20 premiers km sont alors visibles alors que le front peut s'étendre sur plusieurs centaines de kilomètres. Il s'agit là d'une limitation sérieuse à l'utilisation des radars bande C en zone tropicale. En même temps, la logistique nécessaire à la mise en oeuvre des radars bande S (10 cm de longueur d'onde), dont l'antenne doit être très

grande pour garder une largeur de faisceau raisonnable, ne laisse guère la possibilité de travailler à des longueurs d'onde non atténuées. En conséquence la phase de traitement et de correction des données qui doit précéder toute exploitation quantitative des données acquises en bande C est particulièrement importante.

Bases de données

L'acquisition conjointe de données radar et pluviométriques pose la question de leur archivage et de leur gestion de telle sorte qu'elles puissent être aisément superposées. Une réflexion a été engagée qui a conduit à développer deux logiciels de banque de données, l'un dénommé Badora (Banque de Données Radar, Valero, 1991; Cazenave, 1995) et l'autre Badinage (Banque de Données INTégrée pour l'analyse des Grains et Evénements pluvieux, Valero, 1992).

Le logiciel Badora a été utilisé pour constituer la banque de données radar d'EPSAT-Niger (Braniger), dont les images sont accessibles par le WEB (serveur prao.img). La structure d'archivage est la suivante: un premier niveau de classification est celui de la saison; ensuite on répertorie au sein d'une saison toutes les acquisitions correspondant à un événement pluvieux; au sein de ces événements, enfin, on distingue les images qui correspondent à un tour d'antenne du radar. Lors de la constitution de la banque on peut filtrer les acquisitions incomplètes ou de mauvaise qualité (instabilité du site par exemple).

La structure de Badinage est comparable à celle de Badora, les données étant pareillement structurées en saison, événements et « images ». Une image est constituée des cumuls sur un intervalle de 5 min enregistrés par le réseau sol. La superposition des données sol et radar est de ce fait immédiate, puisque si l'image radar existe il suffit d'aller chercher l'image sol correspondante (qui, elle, existe toujours), c'est à dire le cumul sur les 5 min qui incluent la minute d'acquisition radar.

Parallèlement à ces développements concernant EPSAT-Niger les recherches de Le Barbé & Tapsoba (1994) ont conduit à mettre au point un logiciel de banque de données pluviométriques spatialisées. Ce logiciel, dénommé Pluviom-NG (Valero, à paraître), gère des données pluviométriques journalières à l'aide du SGBDR Oracle, l'interface utilisateur étant développée sous Netscape. On peut accéder aux données indifféremment par le nom des stations, des critères géographiques ou administratives, ou par période. Outre son interface Hypertext, l'originalité de Pluviom-NG est de permettre la manipulation par l'utilisateur des grilles précalculées et rentrées avec leurs écart-types d'estimation. Ces grilles peuvent être cumulées à volonté pour construire des champs de pluie pentadaires, décadaires, mensuels, Des grilles de paramètres statistiques (moyennes et écart-types interannuels journaliers, décadaires, mensuels, nombre moyen d'événements sur une période) sont également intégrées et gérées par Pluviom-NG.

Le logiciel Pluviom-NG a été utilisé pour créer deux banques de données. La première est Aispass (Archivage, Intégration et Spatialisation des Précipitations de l'Afrique Soudano-Sahélienne) où sont actuellement stockées les données d'un grand nombre de pays d'Afrique de l'Ouest, depuis la date de démarrage de la station jusqu'à 1990. L'actualisation jusqu'en 1994 est prévue. Cette banque est un outil de travail du groupe PRAO qui n'assure aucune activité d'archivage en mode opérationnelle et encore

moins de diffusion. Les données y figurent avec l'accord des pays auxquelles elles appartiennent.

La seconde banque gérée par Pluviom-NG est Aspen (Archivage et Spatialisation des Pluies EPSAT-Niger). Cette banque est complémentaire de celle gérée par Badinage. Il s'agit en effet uniquement des données journalières. Ces données sont corrigées par les lectures « seuil » effectuées à l'occasion des tournées périodiques de surveillance du réseau, correction qui n'existe pas sous Badinage car de telles corrections n'ont pas de sens pour des cumuls en 5 min. L'utilisateur désirant travailler aux pas de temps inférieurs à la journée utilisera Badinage, alors que les applications à un pas de temps égal ou supérieur à la journée se feront avec Aspen, dont les fonctionnalités de spatialisation sont très performantes.

CARACTERISATION DE LA DISTRIBUTION DES PLUIES AU SEIN DES SYSTEMES CONVECTIFS SAHELIENS

Comment définir un événement pluvieux?

Les pluies sahéliennes sont presque exclusivement d'origine convective. Elles se présentent sous forme d'événements bien séparés les uns des autres et que l'on peut classer en deux grandes catégories: les systèmes mobiles, organisés à la méso-échelle, qui sont qualifiés de Systèmes Convectifs de Méso-échelle (SCM); et les événements convectifs locaux, ne présentant pas de dynamique d'ensemble bien visible et dont l'intermittence interne est forte (zones étendues de pluies nulles au sein de la zone touchée par l'orage). Ces deux catégories d'événements ne sont pas toujours faciles à différencier. La convection locale est en effet à l'origine de la formation des SCM et il existe donc des stades d'évolution intermédiaires pour lesquels tant le critère dynamique que le critère d'intermittence peuvent être difficiles à interpréter. La fenêtre d'observation joue alors un grand rôle, seul un suivi sur une période de plusieurs heures et à l'échelle régionale permettant de suivre la maturation des systèmes locaux et leur transformation en SCM. Un observateur isolé et immobile ne peut utiliser que des critères locaux, de type eulériens, pour séparer deux événements pluvieux, alors qu'un réseau sol dense couvrant une étendue de plusieurs milliers de km², ou, mieux, un suivi radar ou satellitaire, permettent de délimiter un événement dans le temps et dans l'espace. L'imagerie satellitaire peut néanmoins laisser subsister des ambiguïtés pour les convections isolées que l'utilisation combinée d'informations sol et télédéteectées permet de lever. Dans le cas d'EPSAT-Niger, le réseau est suffisamment dense pour définir l'événement pluvieux sur la base de critères simples de continuité spatiale du champ de pluie: il faut tout d'abord qu'au moins 30% des stations du réseau de base enregistrent une pluie supérieure à 1 mm sans qu'une interruption de plus d'une demi-heure n'apparaisse sur l'ensemble du réseau (autrement dit il peut ne pleuvoir à un instant donné que sur 10% du réseau, ou il peut même y avoir un laps de temps, inférieur à 30 min, durant lequel aucune station n'est touchée). Si une interruption totale de plus d'une demi-heure est enregistrée, et que la pluie réapparaît en un point quelconque du réseau, on considère qu'il s'agit du début d'un nouvel épisode. La valeur des critères (30%, 1 mm, 30 min) a été fixée après une investigation de type heuristique qui a fait apparaître une sensibilité modérée à la valeur du seuil de pluie, et plus forte à celle du

pourcentage de stations touchées. Sur cette base de calcul on a enregistré 170 événements pluvieux entre 1990 et 1993, et 96 événements supplémentaires en 1994 (55) et 1995 (41). Ces événements représentent plus de 95 % de la pluie enregistrée au cours de la saison. Les 5 % restant proviennent de pluies isolées c'est à dire ayant touché moins de 30 % des stations.

Aperçu sur la distribution des cumuls par événement

La distribution des cumuls par événement a été analysée sur chacune des 30 stations du réseau de suivi à long terme (ronds noirs sur la Fig. 1) à partir de l'échantillon des 170 événements de la période 1990-1993. Il ne pleut pas à toutes les stations pour chacun de ces événements. Les chiffres du Tableau 2 montrent que le pourcentage moyen de pluies nulles, noté $F0$, au cours d'un événement est de 25 % (ce chiffre est une moyenne d'une distribution comprise entre 0 % et 70 %, intermittence maximale autorisée pour définir un événement). Ceci a pour conséquence que la série de cumuls par événement à une station donnée comporte en moyenne 25 % de valeurs nulles, cette valeur n'étant bien sûr pas uniforme. Ainsi sur les 30 stations du réseau de suivi à long terme, celle ayant le plus faible taux de valeurs nulles ($F0 = 20\%$) a enregistré 136 valeurs non nulles et celle ayant le plus fort taux ($F0 = 33,5\%$) a enregistré 113 valeurs non nulles (Tableau 3). Le calcul de la fréquence de pluies nulles est tributaire du rapport entre la fenêtre de vision (c'est à dire la zone instrumentée) et la taille moyenne des systèmes précipitants. Les événements pluvieux peuvent être très étendus mais ne toucher que marginalement la zone d'étude, ce qui occasionne une surestimation de $F0$. Le recours aux images radar, qui montrent ici leur intérêt qualitatif, permet de détecter de telles situations qui sont relativement rares (moins de 10 cas, soit environ 5 % des événements de la période 1990-1993). En conséquence le biais sur le calcul de $F0$ ne peut être déterminé avec exactitude, mais il ne doit pas dépasser quelques pour-cents. On verra par ailleurs dans la section suivante que les événements pluvieux peuvent être classés en fonction de $F0$, ce qui permet dans les travaux de modélisation d'écarter les événements très intermittents qui, soit sont liés à des convections locales, soit correspondent à des systèmes plus développés circulant en marge de la fenêtre d'observation.

Tableau 2 Statistiques des événements pluvieux ayant touché plus de 30 % des stations du réseau EPSAT-Niger (pluie en mm; durées en h:min). La moyenne sur le degré carré est celle de la série des n lames d'eau estimées par krigeage des valeurs ponctuelles pour chaque événement de la saison. Elle est accompagnée de l'écart-type de la série. $F0$ est le pourcentage de valeurs nulles enregistrées au cours d'un événement.

	Nombre (n)	Moyenne sur le degré carré	$F0$ (%)	Maximum sur le degré carré	Maximum en un point	Durée minimale	Durée maximale
1990	38	9,6 ± 7,4	24,8	27,2	103	2:50	11:10
1991	45	10,5 ± 8,4	20,1	36,4	162	2:10	16:40
1992	49	10,0 ± 9,5	30,3	43,4	92	1:35	11:45
1993	38	10,5 ± 8,5	28,2	37,3	96	0:30	09:05
1994	55	10,3 ± 11,5	24,9	54,0	120	0:50	14:30

Tableau 3 Statistiques pour les 30 stations du réseau de suivi à long terme, sur les événements pluvieux ayant touché plus de 30% des stations du réseau EPSAT-Niger (en mm).

Stations	Moyenne	Ecart-type	Nombre év. non nuls	Moyenne cd à 0	Ecart-type cd à 0	CV cd à 0	f0	Moyenne cd à 1	Ecart-type cd à 1	f1
Alkama	9,41	12,85	117	13,7	13,5	0,99	31,2	15,0	13,5	34,7
Banizoumbou	9,78	13,20	126	13,2	13,8	1,05	25,9	15,2	13,8	35,9
Berikoira	11,69	13,97	130	15,2	14,2	0,93	22,9	16,9	14,0	31,2
Berkiawel	10,07	12,48	134	12,8	12,8	1,00	21,2	14,4	12,8	30,6
Bololadie	9,72	13,46	130	12,7	14,1	1,11	23,5	14,5	14,3	33,5
Boubon	10,60	13,86	130	13,9	14,4	1,04	23,5	16,0	14,4	34,1
Darey	9,93	13,33	123	13,7	13,9	1,01	27,7	15,4	13,9	35,9
Debere Gati	9,14	13,11	123	12,6	13,9	1,10	27,7	14,7	14,1	38,2
Fandou Beri	10,00	13,27	124	13,7	13,8	1,01	27,1	15,7	13,8	36,5
Gamonzon	11,23	17,79	130	14,7	19,1	1,30	23,5	17,1	19,7	34,7
Gardama	8,70	12,27	117	12,6	13,0	1,03	31,2	14,4	13,0	40,0
Gorou Gous.	9,73	12,40	118	14,0	12,7	0,91	30,6	15,7	12,5	38,2
Guilahel	12,45	17,66	133	15,9	18,5	1,16	21,8	16,6	18,7	25,3
Harikanassou	10,81	12,86	132	13,9	13,0	0,94	22,4	15,9	12,9	32,4
IH Mil	11,40	12,81	136	14,3	12,8	0,90	20,0	15,8	12,7	28,2
Kaligorou	9,83	13,10	122	13,7	13,6	1,00	28,2	15,4	13,6	36,5
Kare	9,89	12,37	122	13,8	12,6	0,92	28,2	15,3	12,5	35,9
Kokorbe Fan.	9,02	12,67	113	13,6	13,4	0,99	33,5	16,03	13,3	44,1
Kollo	10,14	12,07	136	12,7	12,3	0,97	20,0	14,1	12,2	28,2
Koure Koba.	9,52	12,8	113	14,3	13,3	0,93	33,5	16,9	13,0	44,1
Koure Sud	10,77	13,13	130	14,1	13,4	0,95	23,5	15,7	13,3	31,8
Koyria	8,59	11,20	123	11,9	11,6	0,98	27,7	13,7	11,5	37,7
Massikoubou	9,24	14,51	123	12,8	15,7	1,23	27,7	15,6	16,2	41,2
Niamey Aero	10,02	12,82	132	12,9	13,2	1,02	22,4	15,0	13,2	33,5
Niamey IRI	10,46	13,81	129	13,8	14,4	1,04	24,1	15,9	14,4	34,7
Niamey Orst.	10,21	12,32	133	13,05	12,5	0,96	21,8	15,2	12,4	33,5
Sandideye	10,19	14,51	116	14,9	15,4	1,03	31,8	16,4	15,5	38,2
Tanaberi	11,21	15,5	129	14,8	16,1	1,09	24,1	17,1	16,2	34,7
Torodi	11,67	14,14	130	15,3	14,4	0,94	23,5	17,2	14,2	32,4
Yillade	9,43	11,94	123	13,3	12,3	0,94	27,7	14,8	12,1	36,5
Moyenne 30	10,16	13,40	126	13,7	13,9	1,01	25,9	15,6	13,9	35,2
Ecart-type 30	0,93	1,46	7	0,93	1,67	0,09	3,94	0,93	1,81	4,29

Note: Moyenne et écart-type sont respectivement les moyenne et écart-type non conditionnels, c'est à dire incluant les valeurs nulles. Viennent ensuite les statistiques conditionnelles calculées sur les échantillons tronqués aux pluies non nulles (« cd à 0 ») et sur les échantillons tronqués aux pluies supérieures à 1 mm (« cd à 1,0 mm »). On a aussi fait apparaître les fréquences des valeurs en dessous de ces deux seuils (f0: fréquence de valeurs nulles; f1: fréquence de valeurs inférieures à 1 mm). La moyennes de ces différentes statistiques pour les 30 stations est indiquée en bas du Tableau.

La distribution des valeurs non nulles à une station donnée est exponentielle. L'exemple de Banizoumbou (117 valeurs non nulles, soit un pourcentage de 70% environ, légèrement inférieur à la moyenne) est donné en Fig. 3. Un test de distance développé par d'Amato (à paraître) montre que l'hypothèse d'une distribution exponentielle de paramètre identique pour les 30 stations peut être retenue. La moyenne de cette distribution, qui est donc la moyenne conditionnelle à une pluie non nulle du cumul par événement en un point, est de 13,7 mm sur l'ensemble de l'échantillon des 30 stations (Tableau 3). Il faut noter que l'incertitude sur le calcul de $F0$, discutée plus haut, n'influe pas sur le calcul des statistiques conditionnelles qui apparaissent remarquablement stables d'une année sur l'autre, malgré une pluviosité d'ensemble contrastée. Ces statistiques apparaissent donc comme des outils de diagnostic climatiques robustes et pertinents.

On remarquera que la moyenne par événement sur le degré carré, donnée dans le Tableau 2 est très stable d'une année et que cette moyenne (10,2 mm) est égale à la moyenne non conditionnelle en un point (Tableau 3: 10,16 mm) calculée sur 30 stations. Le cumul pluviométrique par événement peut donc être considéré comme une variable aléatoire stationnaire dont les valeurs non nulles sont distribuées exponentiellement.

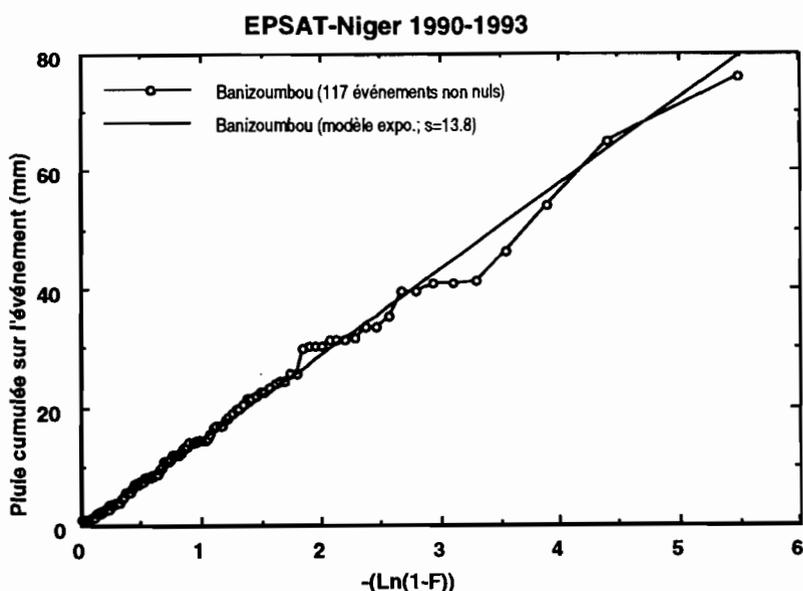


Fig. 3 Ajustement d'une loi exponentielle aux cumuls par événement, non nuls, enregistrés à la station de Banizoumbou sur la période 1990-1993; s est le paramètre unique de la loi exponentielle, égal à la moyenne et à l'écart-type de la population des valeurs non nulles.

Classification

Au delà de l'homogénéité des séries ponctuelles de cumul par épisode, l'analyse des données d'EPSAT-Niger a montré qu'il existait des groupes d'événements pluvieux aux caractéristiques bien différentes tant sur le plan de la pluviosité moyenne que de

l'organisation interne. L'utilisation combinée de l'information radar et des données pluviographiques a permis d'étudier ces caractéristiques et de définir des paramètres moyens qui, comme le cumul par événement, se révèlent d'une très grande stabilité interannuelle.

Différentes approches ont été suivies par Amani (1995) pour classifier objectivement les événements pluvieux sahéliens à partir d'observations denses au sol. Deux séries de critères sont finalement apparus les plus pertinentes: une liée à l'organisation spatiale du champ pluvieux, caractérisée par des paramètres simples tels que le coefficient de variation ou FO , ou par des fonctions telles que le variogramme ou la distribution spatiale seuillée; l'autre série de critères est liée à la magnitude de l'événement qui peut s'exprimer par sa moyenne ou sa valeur maximale. Bien que tout critère, ou combinaison de critères, présente des inconvénients (réductionnisme, arbitraire des frontières, ...) il est apparu dans le cas sahélien qu'une classification basée sur un unique critère d'intermittence était possible. En effet la variabilité spatiale du champ précipitant est liée à son intensité. Par exemple la corrélation (Fig. 4) entre la moyenne et l'écart-type spatiaux de 85 événements de la période 1990-1992, sélectionnés sur la base d'un seuillage à $FO < 30\%$, est de 0,84 (r^2). En utilisant la fréquence de pluies nulles mesurée par le réseau de base EPSAT-Niger (soit 70 stations environ, n'incluant pas le sur-échantillonnage local au niveau des aires cibles) pour chaque événement on obtient trois groupes d'événements aux statistiques bien distinctes (Tableau 4). La stabilité d'une année sur l'autre des statistiques conditionnelles à l'intérieur de chaque groupe fait

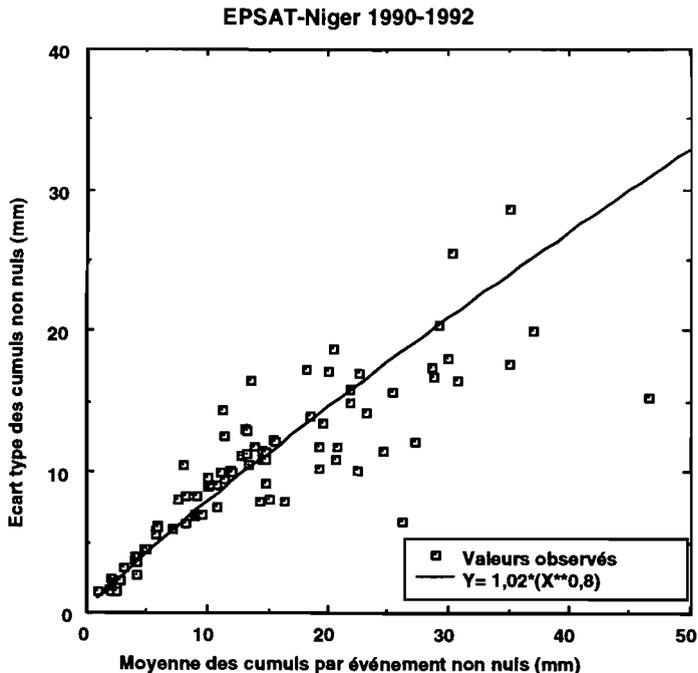


Fig. 4 Relation entre moyenne (M) et écart-type (ET) des cumuls non nuls enregistrés au cours d'un événement pluvieux (calculée pour les événements ayant moins de 30% de valeurs nulles): $ET = 1.02 M^{0,8}$.

Tableau 4 Statistiques d'ensemble sur 4 ans (1990-1993) et pour tout le réseau de base après classification des événements en trois groupes.

Groupe	Moy cd	Ecart cd	CV cd	Moy ncd	Ecart ncd	CV ncd	F0
1	27,4	14,6	0,53	26,7	14,7	0,55	2,03
2	12,7	10,3	0,85	11,7	10,3	0,95	9,1
3	8,6	8,8	1,05	4,9	7,8	1,7	44,9

Groupe 1 : événements avec moins de 5% de valeurs nulles. Groupe 2 : événements dont la proportion de valeurs nulles est comprise entre 5 et 20%. Groupe 3 : événements avec plus de 20% de valeurs nulles.

penser qu'elles ont une portée d'ordre climatologique et peuvent être utilisées comme outils de diagnostic. Les premiers travaux de Le Barbé & Lebel (1996) et Lebel *et al.* (1996), poursuivis par d'Amato (à paraître) indiquent que l'abondance de la saison des pluies est surtout déterminée par la variation du nombre d'événements pluvieux, la moyenne conditionnelle des événements variant peu entre une année sèche et une année humide.

Intermittence spatiale et temporelle aux échelles fines

Le paramètre *F0* est une mesure de l'intermittence spatiale globale d'un événement pluvieux à l'intérieur de son périmètre d'influence. Le nombre d'événements enregistré au cours d'une saison des pluies (qui a varié d'un minimum de 38 en 1993 à un maximum de 55 en 1994) définit de son côté l'intermittence temporelle inter-événements. On a vu que cette intermittence est le principal facteur déterminant l'abondance de la saison des pluies. Aux échelles plus fines, qui sont importantes en hydrologie, il est beaucoup plus difficile d'étudier l'intermittence spatiale. Les images radar indiquent que les cellules convectives sont d'une taille avoisinant le kilomètre et d'une durée de vie de quelques minutes, ce qui rend très aléatoire leur détection par un réseau de pluviographes. On retrouve la trace de la variabilité liée à ces cellules en étudiant les variogrammes des champs de cumul par événement où une pépite non négligeable de l'ordre de 15% est visible (Taupin *et al.*, 1993; Lebel & Barbé, 1996). Une exploitation plus systématique des données radar et de celles fournies par les dispositifs Arcol-93 et Kobong 94-95 permettra peut-être de mieux décrire, puis modéliser, cette variabilité.

L'étude de l'intermittence temporelle à l'intérieur de l'événement pluvieux est plus aisée. Le pluviographe enregistre en effet le signal pluviométrique ponctuel en continu. Le pas d'échantillonnage est certes fonction de l'intensité, comme cela a été signalé plus haut, mais ce mode d'échantillonnage ne filtre guère les hautes fréquences, puisque, par exemple, pour être détectée une intensité de 60 mm h⁻¹ doit durer au moins 30 s, alors qu'une intensité de 600 mm h⁻¹ doit durer seulement 3 s. En supposant les intensités constantes sur l'intervalle de temps séparant deux basculements consécutifs, on peut reconstituer la distribution des intensités à une station au cours d'une saison des pluies. Cette procédure a été suivie pour toutes les stations séparément pour chaque année. En superposant toutes les distributions d'une année donnée on fait apparaître deux distributions enveloppes pour chaque année (Sandideye, ronds vides, et Tanaberi, croix,

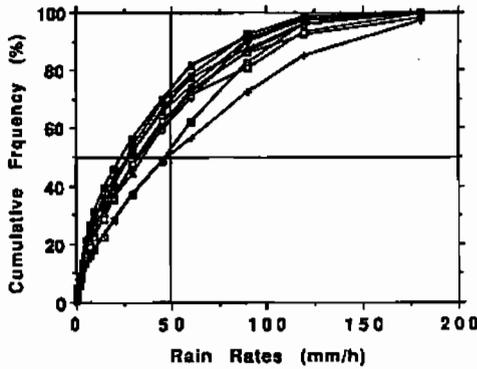


Fig. 5 Exemples de courbes de distributions d'intensité pour la saison 1990 (10 stations couvrant l'ensemble du spectre de variation).

pour l'année 1990 montrée en Fig. 5). Les distributions enveloppe de chaque année sont assez similaires (Fig. 6), ce qui, compte tenu des écarts de pluviosité entre 1990 et 1992 par exemple, dénote une certaine indépendance de la distribution des intensités et de la pluviosité globale d'une année donnée. Deux chiffres, déduits de cette analyse, résument assez bien l'intensité des pluies convectives: 50% du cumul saisonnier tombe avec une intensité de plus de 35 mm h⁻¹ et 35% avec une intensité de plus de 50 mm h⁻¹. La courbe de distribution des intensités a sa fonction duale qui est la courbe de distribution

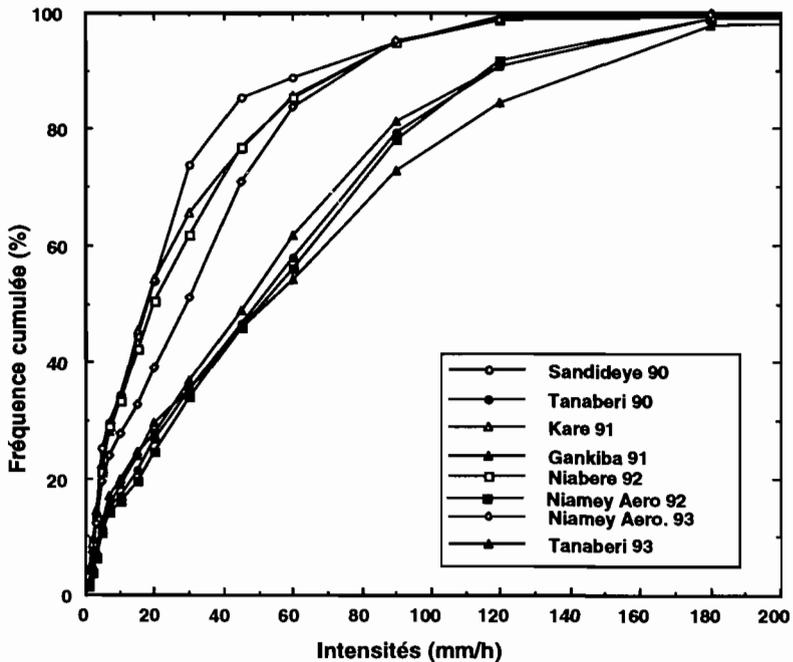


Fig. 6 Courbes enveloppes des distributions d'intensité pour les saisons 1990 à 1993. On notera la relative similitude entre les enveloppes basses, d'une part, et les enveloppes hautes, d'autre part, de chaque saison.

des intervalles de temps entre basculements consécutifs, $F_b(t)$. Cette courbe de fréquence cumulée permet de calculer directement le temps de pluie effectif correspondant à un certain pourcentage, q , du total saisonnier:

$$T_p = F_b^{-1}(q) \quad (1)$$

Pour obtenir $T_p(q)$, il suffit de classer par ordre croissant les temps t séparant deux basculements consécutifs pour toute une saison des pluies à une station donnée. Soit N le nombre total de basculements à cette station. Le pourcentage q du total saisonnier est atteint pour un nombre de basculements N_q :

$$N_q = \frac{qN}{100} \quad (2)$$

On définit le temps effectif de précipitation $T(q)$ comme le temps au cours duquel sont tombées les $q\%$ précipitations les pluies intenses (c'est donc la somme d'intervalles disjoints correspondant à différents événements):

$$T(q) = \sum_{i=1}^{N_q} t(i) \quad (3)$$

Dans le cas de Niamey (Fig. 7); on voit que plus de 50% du cumul saisonnier tombe en moins de 5 h de pluie effective. Les ordres de grandeur sont semblables pour les autres stations, ce qui souligne bien la forte intermittence temporelle à l'intérieur de l'événement pluvieux et montre qu'un bon échantillonnage temporel est aussi important qu'un bon échantillonnage spatial (sur les questions d'échantillonnage et leur importance dans le domaine de l'estimation des pluies par satellite, voir Jobard & Desbois, 1992 et Arnaud et al., 1994).

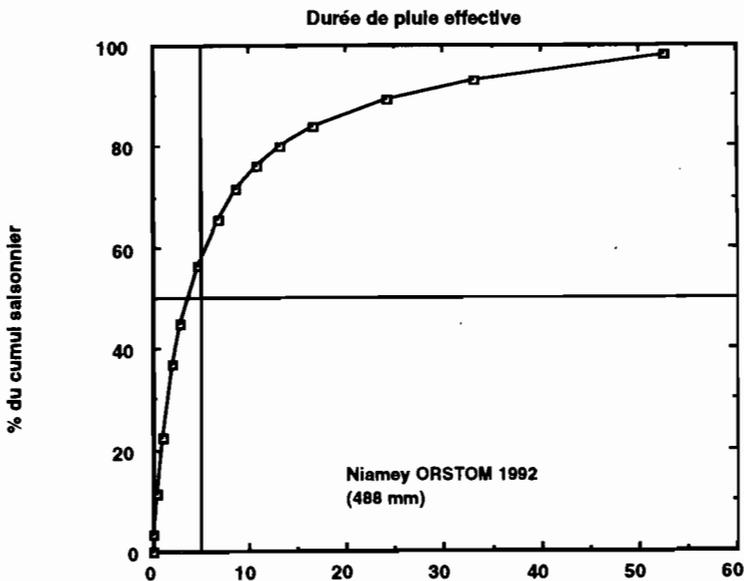


Fig. 7 Temps de pluie cumulés effectifs sur Niamey. 50% du total saisonnier tombe en moins de 5 h.

ESTIMATION DES LAMES D'EAU MOYENNE ET EVALUATION DE L'INCERTITUDE

Algorithmes d'estimation et calculs d'incertitude

L'estimation d'une lame d'eau moyenne sur une surface donnée à partir d'un semis de mesures ponctuelles est le point de départ de nombreuses applications. Dans le contexte d'EPSAT-Niger deux sont particulièrement importantes:

- le calcul d'une entrée réaliste pour les modèles de bilan hydrique fonctionnant tant à l'échelle locale (inférieure à 1 km²) qu'à celle des super-sites (de l'ordre de quelques centaines de km²) ou de l'ensemble du degré carré; et
- la fourniture d'une vérité sol pour valider les estimations satellitaires. Dans les deux cas une évaluation de l'incertitude doit accompagner l'estimation. En effet le jugement des performances des modèles de bilan hydrique doit prendre en compte les erreurs qui en parasitent les entrées, et la précision des algorithmes satellitaires doit pouvoir être comparée à celle des algorithmes basées sur les données sol.

Les algorithmes d'estimation qui reposent sur la caractérisation de la structure spatiale des champs de précipitations et la minimisation d'une variance d'estimation fournissent directement le critère d'incertitude recherché, sous forme de la variance minimisée. En géostatistique, la structure spatiale des champs considérés est modélisée par le variogramme ou la covariance généralisée, en cas de dérive sous-jacente du processus. On se reportera à l'abondante littérature existant sur le sujet (voir entre autres, pour l'interpolation des champs pluvieux, Delhomme, 1976; Creutin, 1979; Lebel, 1984; Obled, 1986). Les travaux de Thauvin (1992), Taupin *et al.* (1993) et Lebel & Le Barbé (1996) ont montré qu'au Sahel et à l'échelle de l'événement pluvieux les hypothèses nécessaires à l'interpolation par krigeage simple (pas de dérive du processus; modélisation de la structure à l'aide d'un variogramme) étaient admissibles. On peut en conséquence calculer un estimateur linéaire de la pluie sur une surface A :

$$\hat{P}(A) = \sum_{k=1}^K \lambda_k P_k \quad (4)$$

où $\{P_k\}$ sont les pluies observées aux stations k et $\{\lambda_k\}$ les coefficients de pondération correspondants. La variance d'estimation est alors définie par:

$$\sigma_e^2(A) = E[\hat{P}(A) - P(A)]^2 \quad (5)$$

Cette variance d'estimation est fonction de la densité et de la géométrie du semis des points de mesure, de la surface sur laquelle on estime la pluie et des caractéristiques du champ pluviométrique. Cette dépendance peut se noter de la façon suivante:

$$\sigma_e^2(A) = f(\{\beta_i\}, \{\lambda_i\}, A) \quad (6)$$

où $\{\beta_i\}$ sont les paramètres qui définissent le variogramme.

Pour une surface donnée A , la sensibilité de $\sigma_e^2(A)$ (ou $\sigma_e(A)$) à une modification du réseau de mesure (enrichissement ou dégradation) peut-être étudiée à partir du moment où on a déterminé le jeu de paramètres $\{\beta_i\}$. Or, le réseau EPSAT-Niger a permis d'analyser la variabilité spatiale des champs pluvieux sur une gamme de distances comprises entre quelques kilomètres et plus de 100 km. En dessous, la variabilité n'est

connue que globalement et représentée dans le modèle de variogramme par un effet de pépite égal à environ 15% de la variance du champ. Le modèle de variogramme le mieux adapté est de type exponentiel:

$$\begin{aligned} \gamma(h) &= \beta_1 + (\beta_2 - \beta_1)[1 - \exp(-h/\beta_3)] \text{ pour } h > 0, \text{ et} \\ \gamma(h) &= 0 \text{ pour } h = 0 \end{aligned} \quad (7)$$

La formulation climatologique du krigeage (Bastin *et al.*, 1984); Lebel *et al.*, 1987) permet de définir un variogramme moyen pour un ensemble de champs issus d'un même processus. La démarche a été appliquée avec succès aux événements pluvieux tels que $FO < 30\%$ (Lebel & Barbé, 1996), conduisant à définir un variogramme moyen normé pour ces événements qui représentent plus de 80% du total annuel. Les paramètres de ce variogramme sont: $\beta_1 = 0.15$; $\beta_2 = 1$; $\beta_3 = 15$.

On a représenté en Fig. 8 l'évolution de $\sigma_e(A)$ en fonction de la densité du réseau de mesure pour cinq surfaces caractéristiques. Elles permettent de déterminer des seuils de densité critique. On voit par exemple que pour des surfaces de 100, 400 et 750 km² il faut des densités de respectivement plus de 100, 65 et 40 postes sur 1000 km², pour que l'écart-type d'estimation standard du cumul par événement soit inférieur à 10%. Ces densités sont bien supérieures à celle du réseau de base d'EPSAT-Niger (sept postes sur 1000 km² environ). Ce résultat justifie donc a posteriori le renforcement du réseau décidé sur ces aires cibles. Par contre sur les surfaces de plus de 10 000 km², le réseau de base d'EPSAT-Niger est d'une densité suffisante pour fournir des estimations de pluie moyenne cumulée sur un événement avec une précision qui sera généralement comprise entre 5 et 10%.

On distingue également sur ces abaques des seuils de densité en deçà desquels l'écart-type d'estimation se met à croître rapidement. Ces seuils peuvent être utilisés comme la limite de densité sous laquelle il ne faudrait pas descendre. Leur valeur n'est pas une fonction linéaire des surfaces considérées. Pour de petites surfaces (< 100 km²) ce n'est d'ailleurs pas la densité qui est le critère pertinent de dimensionnement du dispositif de mesure, mais plutôt un nombre minimum de postes à installer, quelle que soit la surface (cette conclusion ne s'applique qu'aux surfaces plus étendues que 10 km² environ, puisque les structures fines dont la superficie serait inférieure à 10 km² n'ont pas encore été analysées dans le détail).

Evaluation des incertitudes

L'écart-type d'estimation standard $\sigma_e(A)$ est un critère pratique pour comparer des estimateurs obtenus à partir de réseaux de différentes densités sur une même surface ou sur des surfaces de taille variable. Il ne constitue pas en soi une mesure de l'incertitude d'estimation, qui doit être ramenée à la lame d'eau estimée. Pour ce faire on utilise la relation entre la moyenne et l'écart-type spatiaux de la Fig. 4:

$$\sigma_{p(A)} = 1,02 \cdot P(A)^{0,8} \quad (8)$$

et l'incertitude d'estimation devient:

$$E_r[P(A)] = \frac{\sigma_e(A) \cdot \sigma_{p(A)}}{P(A)} \quad (9)$$

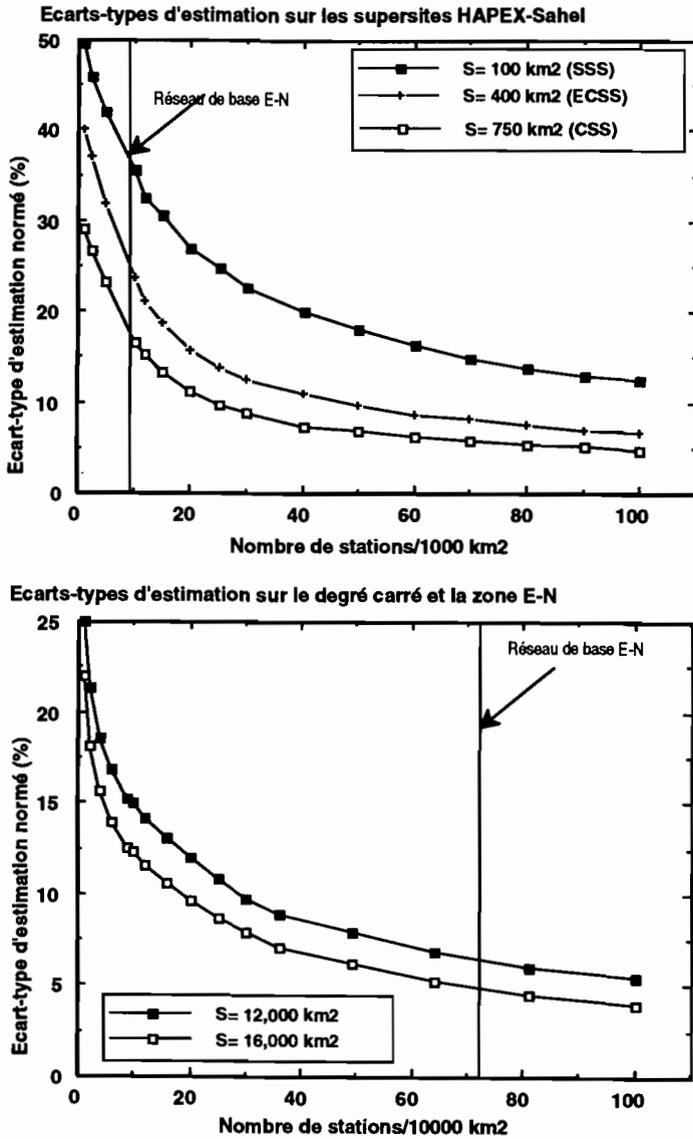


Fig. 8 Abaqués montrant les écarts-types d'erreur d'estimation pour quelques surfaces caractéristiques de l'expérience Hapex-Sahel (super-sites en haut, ensemble des zones d'étude en bas). On remarquera que si le réseau de base EPSAT-Niger était correctement dimensionné pour fournir des estimations sur les sites de plus de 10 000 km², par contre il était insuffisant sur les super-sites (écarts-types supérieurs à 15%), ce qui justifie a posteriori le renforcement du réseau sur ces aires cibles.

Les incertitudes d'estimation calculées de cette manière sont représentées en Fig. 9 pour des réseaux dont le nombre de stations est constant (respectivement 1, 2, 4, 8 stations), ces stations étant réparties sur des surfaces de taille croissante (entre 10 × 10 km² et 110 × 110 km², ou 1° × 1°). On constate qu'avec deux stations, une pluie standard de 15 mm est estimée avec une incertitude variant de 25 à 40% lorsque la

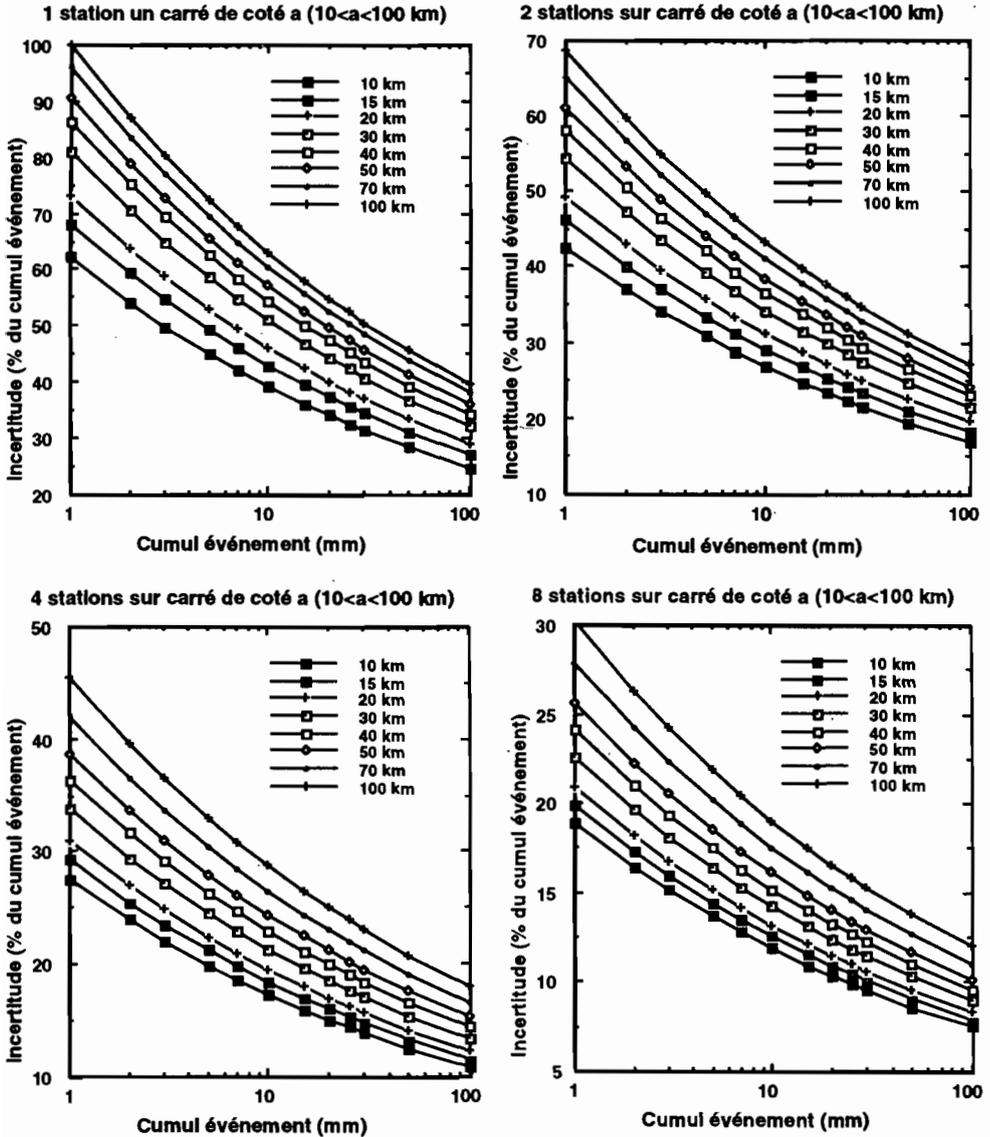


Fig. 9 Incertitude d'estimation de la lame d'eau moyenne (cumul sur un événement) sur des surfaces carrées dont le côté est compris entre 10 et 110 km (1° en latitude). L'incertitude est donnée en % de la lame d'eau estimée. On considère quatre réseaux (R1, R2, R4, R8) dont le nombre de stations est constant (1, 2, 4, 8 stations). Ces stations sont réparties régulièrement sur le carré considéré. Pour un réseau donné (par exemple R8), la densité du réseau décroît donc avec la surface.

surface passe de 100 à 10 000 km². Avec huit stations, la même pluie standard de 15 mm est estimée avec une incertitude variant de 11 à 20% lorsque la surface passe de 100 à 10 000 km². Ces valeurs s'appliquent à des cumuls par événement. On se reportera à Lebel & Barbé (1996) pour le passage aux cumuls décennaux et mensuels.

CONCLUSION

En montrant qu'au Sahel, les fluctuations pluviométriques sont essentiellement liées à la fréquence des systèmes convectifs, plutôt qu'à leur intensité, l'expérience EPSAT-Niger ouvre la voie à une modélisation cohérente des régimes pluviométriques à des fins climatologiques et à celle des champs précipitants associés à un événement particulier (problématique de l'estimation et de la simulation de ces champs). Ces travaux sont en cours et ouvrent déjà des perspectives intéressantes. C'est ainsi que la hauteur de pluie moyenne par événement calculée directement à partir des données EPSAT-Niger, d'une part, et celle déduite, d'autre part, d'une modélisation à partir des données des réseaux nationaux sur une plus longue période (1950-1989), sont pratiquement identiques, de l'ordre de 14 mm. La démarche suivie consiste à analyser les données EPSAT-Niger et à développer conjointement des modèles qui peuvent être testés sur des données indépendantes, par exemple les séries pluviométriques des réseaux opérationnels.

À côté de ces perspectives prometteuses dans le domaine de la modélisation, une première série de résultats concrets concernant tant la climatologie que les méthodes d'estimation a été présentée ici. On en retiendra qu'il existe des paramètres stables, tant dans l'espace que d'une année sur l'autre, essentiellement à l'échelle de l'événement pluvieux (intermittence moyenne, moyenne et écart-type conditionnels). Par contre, les fluctuations à l'intérieur des événements sont très fortes et se manifestent jusque dans les cartes de cumul saisonnier où des gradients locaux très importants ont été détectés.

L'exploitation des données à échelle fine (données radar correctement étalonnées et corrigées, données des expériences Arcol-93 et Kobong 94-95) permettra de mieux cerner ces fluctuations de petite échelle et, éventuellement, d'en déduire comment les représenter au mieux dans les modèles d'estimation ou de simulation de champs pluvieux.

REFERENCES

- Amani, A. (1995) Estimation des pluies au Sahel: quelques problèmes de modélisation analysés à partir des données de l'expérience EPSAT-Niger. PhD Thesis Génie civil, Ecole Polytechnique, Univ. Montréal, Canada.
- Arnaud, Y., Taupin, J. D. & Laurent, H. (1994) Validation d'estimations de précipitation par satellite avec le réseau dense d'EPSAT-Niger. In: *Interactions surface continentale/atmosphère: l'Expérience Hapex-Sahel* (ed. par Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny), 521-532. *Comm. X Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier*. Orstom, Paris.
- Barnston, A. G. & Thomas, J. L. (1983) Rainfall measurement accuracy in Face: a comparison of gage and radar rainfalls. *J. Appl. Met.* **22**, 2038-2052.
- Barnston, A. G., Woodley, W. L., Flueck, J. A. & Brown, M. H. (1983) The Florida area cumulus experiment's second phase (Face 2). Part I: The experimental design, implementation and basic data. *J. Appl. Met.* **22**, 1504-1528.
- Bastin, G., Lorent, B., Duqué, C. & Gevers, M. (1984) Optimal estimation of the average areal rainfall and optimal selection of raingauge locations. *Wat. Resour. Res.* **20**(4), 463-470.
- Benichou, H. (1995) Utilisation d'un radar météorologique bande C pour la mesure des pluies au Sahel: étude du phénomène d'atténuation. In: *Mécanique des milieux géophysiques et environnement*. Mémoire de DEA, Univ. Joseph Fourier, Grenoble.
- Benichou, H., Lecocq, J. & Delrieu, G. (1995) Rainfall climatology in tropical Africa using a C-band Weather radar: (1) the attenuation problem. In: *Hydrological Applications of Weather Radar* (Proc. 3ème conférence, Sao Paulo, Brazil).
- Cazenave, F. (1995) *Badora, Version 2.0. Manuel général de l'utilisateur*. Orstom, Groupe PRAO, Grenoble.
- Chong, M., Amayenc, P., Scialom, G. & Testud, J. (1987) A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in west Africa. Part I: Kinematic structure inferred from dual-doppler radar data. *Mon. Weath. Rev.* **115**, 670-694.
- Creutin, J. D. (1979) Méthodes d'interpolation optimales de champs hydrométéorologiques; comparaison et application à une série d'épisodes cévenols. PhD Thesis Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Delhomme, J. P. (1976) Application de la théorie des variables régionalisées dans les Sciences de l'eau. PhD Thesis Docteur-Ingénieur, Université Pierre et Marie Curie, France.

- Delrieu, G., Creutin, J. D. & Andrieu, H. (1992) Analysis of various algorithms for correcting attenuation effects. In: *Hydrological Applications of Weather Radar* (Proc. 2nd conférence, Hannover, Germany), Paper L1.
- Desbois, M. (1994) Tropiques, a small satellite for the study of the variability of water and energy cycles in the intertropical band. In: *European Symposium on Satellite Remote Sensing* (Rome, September 1994), Paper 2317-14. SPIE-Europto series.
- Goutorbe, J. P., Lebel, T., Tinga, A., Bessemoulin, P., Brouwer, J., Dolman, H., Engman, E. T., Gash, J. H. C., Hoepffner, M., Kabat, P., Kerr, Y. H., Monteny, B., Prince, S., Saïd, F., Sellers, P. & Wallace, J. (1994) Hapex-Sahel: a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophys.* **12**, 53-64.
- Hitschfeld, W. & Bordan, J. (1954) Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *J. Met.* **11**, 58-67.
- Janicot, S. & Fontaine, B. (1993) L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récentes des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie Ser.* **8**(1), 28-53.
- Jobard, I. & Desbois, M. (1992) Remote sensing of rainfall over tropical Africa using Meteosat infrared imagery: sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote Sens.* **13**(14), 2683-2700.
- Lamb, P. J. (1983) Subsaharan rainfall update for 1982. Continued drought. *J. Climatol.* **3**, 419-422.
- Le Barbé, L. & Lebel, T. (1996) Rainfall climatology of the Hapex-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.* (in press).
- Le Barbé, L. & Tapsoba, D. (1994) Une méthode de caractérisation des fluctuations pluviométriques interannuelles du Sahel - L'exemple du Burkina Faso. In: *Interactions surface continentale/atmosphère: l'Expérience Hapex-Sahel* (ed. par M. Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny), 383-400. *Comm. X Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier*. Orstom, Paris.
- Lebel, T. (1984) Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant: estimation optimale, génération stochastique et gradex des valeurs extrêmes. PhD Thesis Docteur-Ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble, France.
- Lebel, T. & Le Barbé, L. (1996) Rainfall monitoring during Hapex-Sahel. 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *J. Hydrol.* (in press).
- Lebel, T., Bastin, G., Obled, C. & Creutin, J. D. (1987) On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study. *Wat. Resour. Res.* **23**(11), 2123-2138.
- Lebel, T., Sauvageot, H., Hoepffner, M., Desbois, M., Guillot, B. & Hubert, P. (1992) Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-Niger experiment. *Hydrol. Sci. J.* **37**(3), 201-215.
- Lebel, T., Taupin, J. D. & d'Amato, N. (1996) Rainfall monitoring during Hapex-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. *J. Hydrol.* (in press).
- Lebel, T., Taupin, J. D. & Gréard, M. (1995) Rainfall monitoring: the EPSAT-Niger set-up and its use for Hapex-Sahel. In: *Hydrologie et météorologie de méso-échelle dans Hapex-Sahel: Dispositif de mesures au sol et premiers résultats* (ed. par T. Lebel), 43-82. Orstom, Paris.
- Lecocq, J., d'Amato, N., Cazenave, F. & Lebel, T. (1994) Résultats préliminaires de la campagne EPSAT-Niger pour la calibration d'un radar bande C. In: *Interactions surface continentale/atmosphère: l'Expérience Hapex-Sahel* (ed. par M. Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny), 547-562. *Comm. X Journées Hydrologiques de l'Orstom, Montpellier*. Orstom, Paris.
- 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 Climat. satellit.* **31**, 51-55.
- Simpson, J., Adler, R. F. & North, G. R. (1988) A proposed Tropical Measuring Mission (TRMM) satellite. *Bull. Am. Met. Soc.* **69**, 278-295.
- Taupin, J. D., Amani, A. & Lebel, T. (1993a) Small scale spatial variability of the annual rainfall in the Sahel. In: *Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space and Time Scales* (ed. par H.-J. Bolle, R. A. Feddes & J. D. Kalma) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 593-602. IAHS Publ. no. 212.
- Taupin, J. D., Bonef, E. & Robin, J. (1995) *EPSAT-Niger, Suivi à long terme, campagne 1994*. Orstom-DMN.
- Taupin, J. D., Lebel, T., Cazenave, F., Greard, M., Kong, J., Lecocq, J., Adamson, M., d'Amato, N. & Ben Mohamed, A. (1993b) *EPSAT-Niger, campagne 1992*. Rapport Orstom-DMN.
- Thauvin, V. (1992) Etude de la répartition spatiale des précipitations en milieu sahélien à l'aide du réseau dense de pluviographes de l'expérience EPSAT-Niger. Application à la détermination de la précision des moyennes surfaciques au pas de temps de l'événement pluvieux. PhD Thesis Doctorat, Univ. Sci. et Techn. du Languedoc, France.
- Valero, T. (1991) *Badora, Version 1.1. Manuel de l'utilisateur*. Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, Montpellier, France.
- Valero, T. (1992) *Badinage, banque de données intégrée pour l'analyse des grains et événements pluvieux. Manuel de l'utilisateur*. Orstom.
- Woodley, W. L., Griffith, C. G., Griffin, J. S. & Stromatt, S. C. (1980) The inference of Gate convective rainfall from SMS-1 imagery. *J. Appl. Met.* **19**, 388-408.