

UNIVERSITE PARIS 7 – DENIS DIDEROT

-UFR METHODES PHYSIQUES EN TELEDETECTION-

Année 2001

N°

THESE

Pour l'obtention du Diplôme de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS 7

SPECIALITE: TELEDETECTION ET METEOROLOGIE TROPICALE

Présentée et soutenue publiquement

par

Vincent MATHON

Le 16 mai 2001

**ETUDE CLIMATOLOGIQUE DES SYSTEMES
CONVECTIFS DE MESO-ECHELLE EN
AFRIQUE DE L'OUEST**

Directeur de thèse:

M. Thierry LEBEL

JURY

M^{me} Katia LAVAL
M. Bernard FONTAINE
M. Jean Philippe LAFORE
M. Michel DESBOIS
M. Henri LAURENT

Présidente
Rapporteur
Rapporteur
examineur
Co-directeur de thèse

REMERCIEMENTS

Cette thèse a été préparée à la Maison des Sciences de l'Eau à Montpellier. Je remercie M^r Christian LEDUC de m'avoir hébergé au sein de son UMR bien que mon sujet de thèse soit assez éloigné de ses recherches en hydrologie tropicale.

Je tiens à exprimer tout particulièrement ma reconnaissance à M^{me} Katia LAVAL sans qui cette thèse n'aurait pas eu lieu. Je remercie également M^r Henri LAURENT et M^r Thierry LEBEL pour avoir co-télé-encadré cette thèse et pour leurs judicieuses et efficaces relectures de ce document. Je remercie aussi M^r Henri LAURENT et M^{elle} Nadine DESSAY pour leur chaleureux accueil lors d'une mission de plusieurs semaines que j'ai été amené à effectuer au cours de cette thèse.

J'exprime toute ma gratitude à M^{elle} Aminata M'BOW, M^r Amadou KA et M^r Michel CARN qui m'ont, entre autres, grandement facilité le traitement des images METEOSAT lors de mon séjour dans l'Unité de Traitement des Images Satellites de Dakar.

Je ne saurais oublier M^r Arona DIEDHIOU sans qui l'aspect "réanalyses" de cette thèse aurait été sérieusement compromis, mais aussi pour ses encouragements dans les moments difficiles. Le mot encouragement fait resurgir de ma mémoire une foule de personnes: M^r François DELCLAUX, M^r Bernard CAPPELAERE, M^r Guillaume FAVREAU, M^{me} Monique OI, M^{me} Nadine MUTHER et bien d'autres encore pour l'ambiance agréable qu'il savent créer et les multiples petits coups de mains qui facilitent la vie.

Je n'ai qu'un seul regret, la dissolution récente de l'A.T.D. Je tiens à remercier M^r Serge JANICOT d'avoir su animer cette magnifique association à but non lucratif, mais aussi pour les discussions enrichissantes et encourageantes que nous avons eu.

Je remercie par ailleurs messieurs Bernard FONTAINE et Michel DESBOIS d'avoir accepté de participer au jury de cette thèse soit en tant que rapporteur soit en tant qu'examinateur. Je remercie également M^r Jean Philippe LAFORE, second rapporteur de cette thèse, pour l'intérêt qu'il a porté à ce travail et pour ses commentaires instructifs depuis trois ans.

Je ne puis conclure cette page de remerciements sans adresser ma plus profonde gratitude à ma famille qui m'a soutenu tout au long ce travail, et à ma compagne Perrine qui a réussi à me supporter dans les derniers mois de la rédaction de cet ouvrage.

J'oublie fatalement de nombreuses personnes dans ces remerciements, je les prie de bien vouloir accepter mes excuses.

Le déroulement de cette thèse aurait en outre été singulièrement compliqué sans l'internet, il me faut donc aussi remercier les personnes à l'origine de cette belle invention.

Vincent MATHON

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I: CONTEXTE ET JUSTIFICATION DE L'ETUDE	5
I-1 Contexte générale de l'étude	5
I-1-1: Circulation générale à l'échelle planétaire	5
I-1-2: Circulation atmosphérique à l'échelle de l'Afrique de l'Ouest	7
I-1-3: Les systèmes précipitants en Afrique de l'Ouest	8
I-1-4: Les précipitations en Afrique de l'Ouest	10
I-2 De l'utilité d'une étude des systèmes convectifs en Afrique de l'Ouest	14
CHAPITRE II: METHODE DE SUIVI DES SYSTEMES CONVECTIFS	17
II-1 Résumé bibliographique des méthodes existantes	17
II-2 Description détaillée de la méthode de suivi utilisée	20
II-2-1 Identification des systèmes nuageux	20
II-2-2 Suivi des systèmes nuageux	22
II-2-3 Gestion des données manquantes	25
II-3 Evaluation de la méthode de suivi	35
II-3-1 Estimation de l'erreur sur la durée de vie des SCM	35
II-3-2 Estimation de l'erreur sur la couverture nuageuse	39
II-4 Prise en compte des erreurs	42
II-5 Synthèse	44
CHAPITRE III: CLIMATOLOGIE DES SYTEMES CONVECTIFS EN AFRIQUE DE L'OUEST	45
III-1 Caractéristiques des SCM	46
III-2 Variations diurnes	52
III-3 Variations saisonnières	55
III-3 Distributions spatiales	57
III-3-1 Couverture nuageuse	57
III-3-2 Naissances et dissipations des SCM	60
III-4 Synthèse	63

CHAPITRE IV: LES SYSTEMES CONVECTIFS ET LA PLUIE	65
IV-1 Méthodologie	66
IV-1-1 Définition d'un événement pluvieux vu au sol	66
IV-1-2 Définition d'un événement nuageux pluvio-gène	67
IV-1-3 Etude des événements nuageux pluvio-gènes complexes	69
IV-1-4 Généralités sur les événements nuageux pluvio-gènes	73
IV-2 Analyse climatologique de la pluviométrie sur la zone EPSAT-Niger	75
IV-2-1 Analyse spatio-temporelle dans un repère lié au SCM	75
IV-2-2 Etude du cycle diurne de la pluie sur la zone EPSAT-Niger	79
IV-2-3 Etude du cycle saisonnier de la pluie sur la zone EPSAT-Niger	84
IV-3 Classification des SCM	86
IV-3-1 Détermination des paramètres de classification	86
IV-3-2 Caractérisation des SCO sur le Sahel central	90
IV-4 Synthèse	97
CHAPITRE V: VARIATIONS INTERANNUELLES	99
V-1 Variations interannuelles à l'échelle de la zone EPSAT-Niger	99
V-1-1, Résultats généraux	99
V-1-2 Trajectoires des ENP de la zone EPSAT-Niger	100
V-1-3 Variations interannuelles du cycle saisonnier	102
V-2 Variations interannuelles à l'échelle du Sahel central	103
V-2-1 Résultats généraux	103
V-2-2 Vue spatialisée des variations interannuelles	107
V-2-3 Variations interannuelles du cycle saisonnier	111
V-2-4 Variations interannuelles de la vitesse des SCO	115
V-3 Synthèse	117
CHAPITRE VI: ENVIRONNEMENT DE GRANDE ECHELLE DES SYSTEMES CONVECTIFS DE MESO-ECHELLE	119
VI-1 Caractéristiques moyennes	119
VI-2-1 Environnement atmosphérique moyen sur l'Afrique de l'Ouest	119
VI-2-2 Dynamique des SCM par rapport à la circulation atmosphérique	121
VI-2 Variations interannuelles à l'échelle du Sahel et de la saison	123
VI-4 Relations entre la circulation atmosphérique et les SCM aux échelles synoptiques	128

VI-4-1 Relations entre les ondes d'est 3-5 jours et les SCM	128
VI-4-2 Relations entre les SCM et la circulation des couches moyennes	131
VI-4-3 Relations entre les SCM et le flux de mousson	133
VI-3-4 Etude de l'existence de phénomènes de subsidence intermittents	136
VI-5 Synthèse	138
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	141
ANNEXE I: Paramètres calculés par la méthode de suivi des systèmes convectifs	147
ANNEXE II: Comparaison des climatologies des différentes zones	151
ANNEXE III: Life cycle of the Sahelian mesoscale convective systems (Mathon V. and H. Laurent, 2001, QJRMS)	177
ANNEXE IV: Mesoscale convective system rainfall in the Sahel (Mathon V., H. Laurent and T. Lebel, 2001, soumis à JAM)	207
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	227

INTRODUCTION

INTRODUCTION

Contexte général

Depuis une trentaine d'années, les recherches dans les domaines climatiques et météorologiques se sont concentrées sur la modélisation numérique du système Terre-Océan-Atmosphère. Ces efforts sont essentiellement motivés par la compréhension des climats passés (Paléoclimatique), présents (prévision des événements météorologiques dévastateurs tels que les tempêtes et les cyclones, prévisions météorologiques à court terme et prévision de la pluviométrie dans les zones où les ressources en eau sont peu abondantes) et futurs (impact de l'activité humaine sur le climat). Le système Terre-Océan-Atmosphère est très complexe et doit être considéré dans son ensemble en raison notamment des transports atmosphériques de grande échelle méridiens (cellules de Hadley et Ferrel) et zonaux (circulation de Walker). Ainsi, la prévision à moyen terme en Europe dépend de ce qu'il se passe dans les autres parties du monde, notamment dans la bande intertropicale. La zone intertropicale est en effet de première importance parce qu'elle reçoit plus d'énergie solaire que le reste de la planète. De plus, c'est aussi dans cette zone que l'on observe les variations climatiques naturelles les plus fortes (El Niño, variation décennale en Afrique de l'ouest).

La nécessité de considérer ce système dans son ensemble complique singulièrement la tâche des modélisateurs. Tout d'abord, la limitation de la puissance de calcul des ordinateurs actuels implique l'utilisation de résolutions spatiales très grossières de l'ordre de 100 km pour les Modèles de Circulation Générale (MCG). A cette résolution, les états de surface, les événements météorologiques d'échelle convective (orages, systèmes convectifs de méso-échelle) et la pluviométrie doivent être paramétrés. Par exemple, pour les événements convectifs, il s'agit de relier les effets de la convection qui ne peuvent être résolus explicitement par les MCG (condensation, transports de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement) aux variables prédites par le modèle sachant que l'environnement de grande échelle et la convection interagissent ensemble. Ensuite, pour le cas particulier de la zone intertropicale, trois difficultés majeures interviennent:

- Les événements météorologiques dans la bande intertropicale sont essentiellement d'origine convective et doivent donc être paramétrés. De plus, les événements météorologiques les plus significatifs en terme de pluviométrie sont souvent complexes et organisés. Les schémas de paramétrisation de la convection sont actuellement trop approximatifs pour représenter de façon réaliste ces systèmes convectifs organisés. L'amélioration des schémas de paramétrisation de la surface et de la convection organisée est en outre freinée dans cette région par le manque de mesures précises.
- Les équations de la circulation générale de l'atmosphère peuvent être simplifiées par l'approximation géostrophique aux latitudes moyennes mais pas dans la bande intertropicale.
- La bande intertropicale est mal équipée en systèmes de mesures directs (pluviographes, radars) et mal documentée (de larges zones sont inhabitées). La seule source d'information dans ces régions se réduit souvent à des mesures indirectes par satellite.

Objectifs scientifiques de l'étude

Le travail présenté dans cette thèse a pour but d'étudier la couverture nuageuse d'origine convective sur l'Afrique de l'ouest. Pour l'essentiel, cette couverture nuageuse est organisée en agrégats que l'on dénomme Systèmes Convectifs de Méso-échelle (SCM). Ces SCM sont essentiels à l'équilibre énergétique de la planète car ce sont surtout eux qui assurent le transport vertical des basses

couches vers les hautes couches de l'excédent énergétique des tropiques. De plus, les SCM matérialisent le lien entre la pluviométrie et la circulation de grande échelle. Enfin, ils présentent l'avantage d'être observables avec une bonne résolution spatiale et temporelle par satellite à moindre coût par rapport à des observations in-situ.

L'originalité de cette étude réside, d'une part, dans l'utilisation d'un suivi automatique et objectif à haute résolution de tous les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM) observés dans les images METEOSAT du canal infrarouge (12.5 μm) et, d'autre part, dans la durée de l'observation puisque 10 années (1989-1994 et 1996-1999) ont été considérées. Le suivi des SCM tout au long de leur cycle de vie fournit une information beaucoup plus complète que la simple observation de la couverture nuageuse. En effet, il permet d'associer la couverture nuageuse observée à un nombre d'événements convectifs qui peuvent être caractérisés par leur durée de vie, leur taille ou leur vitesse. De plus, on est à même de déterminer les lieux de naissance et de dissipation et la trajectoire de chaque SCM, et l'évolution des caractéristiques des SCM au cours de leur cycle de vie peut aussi être documentée.

Les objectifs de cette étude sont:

- Etablir une climatologie à haute résolution des SCM sur l'Afrique de l'ouest et plus particulièrement sur le Sahel Central.
- Etudier les caractéristiques de la pluviométrie des SCM sur une zone cible du Sahel grâce aux données pluviométriques de haute résolution issues de l'expérience EPSAT-Niger (Lebel et al., 1992). Définir de manière objective les systèmes convectifs responsables de l'essentiel de la pluviométrie sur le Sahel Central. Ces systèmes forment le sous-ensemble des SCM qu'il sera impératif de représenter dans les modèles.
- Analyser les variations interannuelles des SCM sur le Sahel Central afin de mieux cerner les origines de la forte variation interannuelle de la pluviométrie observée sur la région.
- Etudier les relations entre la circulation de grande échelle et les SCM.

Plus précisément, le plan de ce travail est le suivant:

- Le premier chapitre est consacré à la description du contexte de l'étude et argumente sur la nécessité d'une étude précise des systèmes convectifs de méso-échelle.
- Le deuxième chapitre décrit dans le détail la méthode de suivi des SCM utilisée. Les erreurs liées aux données manquantes et au filtrage des amas nuageux de faible taille (moins de 5000 km²) sont évaluées précisément.
- Le chapitre III propose une climatologie exhaustive des caractéristiques des SCM. L'accent a été mis sur la région du Sahel central. Le reste de l'Afrique de l'ouest ainsi qu'une zone située en plein océan Atlantique ont été documentés de façon plus succincte en faisant ressortir les résultats les plus significatifs (annexe II). Cette climatologie s'articule autour des points suivants:
 - Distributions du nombre et de la couverture nuageuse en fonction de caractéristiques globales telles que la durée de vie, le rayon moyen et la vitesse moyenne de propagation.
 - Etude des variations diurnes et saisonnières.
 - Impact de l'orographie sur le déclenchement de la convection.
- Dans le chapitre IV, les caractéristiques pluviométriques des SCM font l'objet d'une étude détaillée. On définit des critères objectifs afin de discriminer les systèmes les plus

pluviogènes parmi l'ensemble des SCM. Cette sélection s'appuie sur 9 années de données pluviométriques à haute résolution spatiale et temporelle issues de l'expérience EPSAT-Niger.

- Le cinquième chapitre aborde le thème des variations interannuelles des SCM sur le Sahel central. L'accent est tout particulièrement mis sur la population des systèmes responsables de l'essentiel de la pluviométrie.
- Enfin, le chapitre VI traite des relations entre la circulation de grande échelle et les systèmes convectifs à diverses échelles spatio-temporelles.

Nous nous sommes efforcés de conclure chaque chapitre par une synthèse résumant les principaux résultats. A la fin de ce document, une synthèse générale résume la contribution de cet ouvrage aux études météorologiques en Afrique de l'ouest et des champs d'explorations possibles sont évoqués.

Chapitre I

CONTEXTE ET JUSTIFICATION DE CETTE ETUDE

I.1 Contexte général de l'étude

I.1.1 Circulation générale à l'échelle planétaire

Les radiations solaires courtes longueurs d'ondes sont la principale source d'énergie du système Terre-Océan-Atmosphère (TOA). Environ un tiers de l'énergie ainsi reçue par la planète est réfléchi vers l'espace. Les deux tiers restants sont absorbés puis restitués vers l'espace par rayonnement tellurique dans les grandes longueurs d'ondes. La présence de nuages et de particules absorbantes dans l'infrarouge induisent un effet de serre à l'origine des températures viables observées sur la majeure partie du globe.

Le système TOA n'est pas uniforme:

- En raison de l'angle zénithal des rayons solaires et de l'épaisseur d'atmosphère traversée, l'absorption du rayonnement solaire est maximale à l'équateur et minimale aux pôles. Le rayonnement net est positif aux latitudes subtropicales (30°N à 30°S) et négatif ailleurs (Stephens et al., 1981).
- A latitudes égales, les zones océaniques ont un bilan radiatif plus favorable que les zones continentales. Ceci est lié à une capacité calorifique des océans deux fois supérieure à celle des continents ainsi qu'à un très faible albédo.
- Certaines régions désertiques, caractérisées par un fort albédo et une couverture nuageuse faible, correspondent à des puits énergétiques caractérisés par un rayonnement net négatif. C'est le cas notamment du Sahara.

Les variations méridiennes et zonales du bilan radiatif engendrent des transports de chaleur par la circulation atmosphérique et par la circulation océanique. La réponse atmosphérique aux forçages radiatifs se traduit par des mouvements verticaux. On observe de l'ascendance dans les zones excédentaires avec détente adiabatique et libération de chaleur latente. Au niveau des zones déficitaires on a de la subsidence avec compression adiabatique et assèchement de l'air. Ainsi, les variations méridiennes du bilan radiatif induisent l'existence des cellules de Hadley. La rotation terrestre interdit le transport méridien direct de chaleur de l'équateur vers les pôles, le transport méridien de chaleur se divise alors en trois cellules: les cellules directes de Hadley, les cellules indirectes de Ferrel et les cellules directes polaires (c.f. Holton, 1992 pour une discussion précise de l'origine des cellules de Ferrel et des cellules polaires). Ces différentes circulations sont schématisées dans la **Figure I-1**.

La circulation de Hadley dans la zone intertropicale a pour conséquence la présence d'une ceinture anticyclonique subtropicale axée entre 20°N et 30°N correspondant à sa branche subsidente (idem dans l'hémisphère sud). Ces anticyclones sont à l'origine des vents d'est/nord-est et de sud/sud-est qui se chargent d'humidité au dessus des régions océaniques: les alizés. Les alizés convergent formant ainsi l'équateur météorologique caractérisant la branche ascendante des cellules de Hadley.

L'équateur météorologique est légèrement décalé vers le nord par rapport à l'équateur géographique. Ceci est lié au fait que la surface des océans est plus importante dans l'hémisphère sud et que l'antarctique est plus froid que l'arctique (Dhonneur, 1985).

La position et l'activité des cellules de Hadley dépendent fortement de la saison. En été boréal, la cellule de Hadley de l'hémisphère sud est plus forte que celle de l'hémisphère nord en raison d'un plus fort gradient thermique méridien. La position de l'équateur météorologique se rapproche de l'équateur géographique en hiver boréal et atteint 12°N environ lors de l'hiver austral (Hastenrath, 1988).

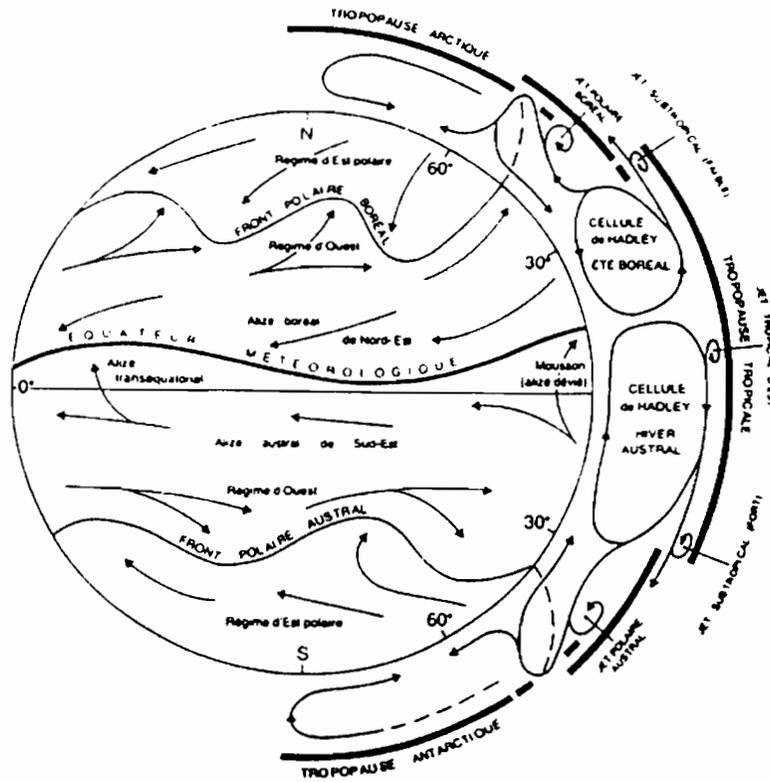


Figure I-1: Schéma des cellules méridiennes à l'échelle planétaire et phénomènes climatiques associés. (d'après Dhonneur, 1988)

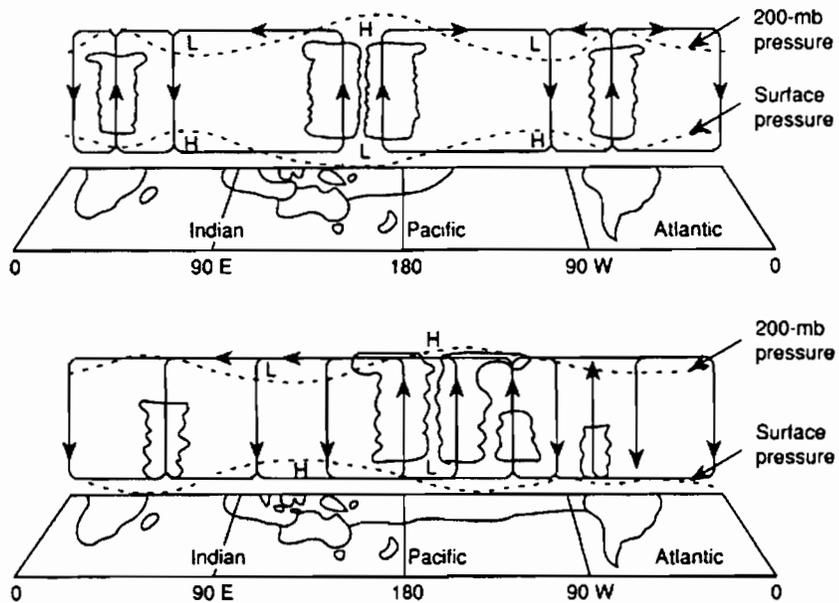


Figure I-2: Schémas des circulations de Walker le long de l'équateur en condition normale (schéma du haut) et pendant les événements El Niño (d'après Holton, 1992).

Aux circulations méridiennes de Hadley se superposent des circulations zonales découlant des déséquilibres zonaux du bilan radiatif. La circulation la plus connue est celle de Walker. La région de l'archipel indonésien est caractérisée par une très forte convergence et des températures de surface des océans (TSO) chaudes. Cette région correspond à la branche ascendante de la cellule de Walker. Sur le pacifique tropical sud-est, les TSO sont généralement plus froides en raison de la circulation du courant de Humboldt. Cette région correspond à la branche subsidente de la cellule de Walker. Cette circulation complexe est très sensible aux contrastes de température entre le sol et différentes régions de la surface des océans. Elle peut subir des déplacements longitudinaux importants, notamment lors des anomalies de TSO liées au phénomène El Niño. Le concept de la circulation de Walker a été généralisé à tout le plan équatorial (c.f. **Figure I-2**).

1.1.2 Circulation atmosphérique à l'échelle de l'Afrique de l'ouest

En été boréal, l'équateur météorologique se déplace vers le nord en suivant le mouvement apparent du soleil avec 4 à 8 semaines de retard (Janicot and Fontaine, 1993). Les contrastes thermiques et d'humidité entre l'océan et le Sahara sont à l'origine de la mousson Africaine: ils accentuent la migration vers le nord de l'équateur météorologique sur le fuseau. Les alizés au sud de l'équateur météorologique sont alors déviés sous l'influence de la force de Coriolis dans une direction sud/sud-est et alimentent l'Afrique de l'Ouest par l'humidité océanique qu'ils transportent. La migration de l'équateur météorologique vers 10°N a lieu brutalement vers la fin du mois de juin. Ce mouvement brutal de l'équateur météorologique semble être associé avec une perturbation du vent zonal à 925 hPa se propageant vers l'ouest et de période de l'ordre de 30 à 40 jours (Sultan and Janicot, 2000).

Outre son action sur la migration de l'équateur météorologique, le gradient de température et d'humidité méridien a pour autre conséquence l'accélération des vents d'est au dessus de la couche de mousson. Le jet en résultant est appelé Jet d'Est Africain (JEA). Thorncroft and Blackburn (1999) ont analysé les processus physiques à l'origine de ce jet et montrent l'importance du changement du type de convection lié au gradient d'humidité. C'est la présence de convection humide au sud de JEA, dans la zone de convergence, et de convection sèche au nord, sur le Sahara, qui est à l'origine de l'altitude et de l'entretien de ce jet. Le JEA est localisé entre 500 et 700 hPa, entre 15°E et 15°W en longitude et il suit la montée en latitude de l'équateur météorologique.

Le JEA est un élément important du climat Sahélien. Lafore and Moncrieff (1989) ont montré par le biais de simulations que l'organisation de la convection et l'apparition des lignes de grains sont favorisées par le cisaillement vertical du vent associé à la présence du JEA dans les couches moyennes et du flux de mousson dans les basses couches. Par ailleurs, on observe des perturbations quasi périodiques du champ de vent situé à la même altitude que le JEA. Ces perturbations se propageant vers l'ouest sont communément appelées ondes d'est Africaines. A l'heure actuelle, deux types d'ondes d'est ont été mises en évidence. Les ondes 3-5 jours (Reed et al., 1977) et les ondes 6-9 jours (De Félice et al, 1990, Diedhiou, 1998). Les deux types d'ondes modulent à la fois la convection et les précipitations (Duvel, 1990, Diedhiou, 1998, 1999). En régime 3-5 jours et en dessous de 15°N, la convection et les précipitations sont plus fréquemment localisées dans et à l'avant du thalweg de l'onde. Au nord de cette latitude, la convection et les précipitations sont par contre plus fréquemment localisées dans et à l'arrière du thalweg. Ce changement de modulation peut être expliqué par le transport méridien d'humidité associé à l'onde. En régime 6-9 jours, la convection et les précipitations sont renforcées à l'arrière du thalweg, dans le flux de sud, par advection méridienne d'humidité et par la convergence du vent zonal dans le JEA. L'origine de ces ondes est liée à une combinaison d'instabilités baroclines et barotropes du JEA (Burpee, 1972, Thorncroft and Hoskins, 1994). La modélisation des ondes d'est dans les GCM est de plus en plus réaliste ; Thorncroft and Rowell (1998) parviennent notamment à reproduire des variations interannuelles correctes de l'activité des ondes d'est. En revanche, l'interaction entre les ondes d'est et la convection (Duvel, 1990), et donc l'impact

des ondes d'est en terme de précipitations, est encore mal comprise. Il semble en effet que l'on puisse avoir des ondes sans pour autant avoir de précipitations.

Par ailleurs, un autre jet s'installe pendant l'été boréal dans la haute troposphère entre les plateaux Tibétains et les côtes d'Afrique de l'ouest: le jet d'est Tropical (JET). Ce jet est alimenté par la libération de chaleur latente au sein des systèmes convectifs associés aux moussons indiennes et ouest Africaines (Chen, 1982). Le JET correspond à la branche supérieure de la circulation de Walker Africaine (Fontaine, 1989, Janicot, 1990). Cette circulation est cependant moins nette que la cellule Pacifique de Walker. La branche inférieure est constituée par la composante zonale du flux de mousson et les branches ascendantes et subsidentes se situeraient vers 20E et 20W respectivement. Notons que ces dernières sont difficilement localisables par le biais de données conventionnelles.

La **Figure I-3** montre les positions et intensités du JEA (600 hPa, 10°N), du JET (200 hPa) et du flux de mousson dans les basses couches à partir de 10W. On note la montée vers le nord de l'axe du JEA au cours de la saison.

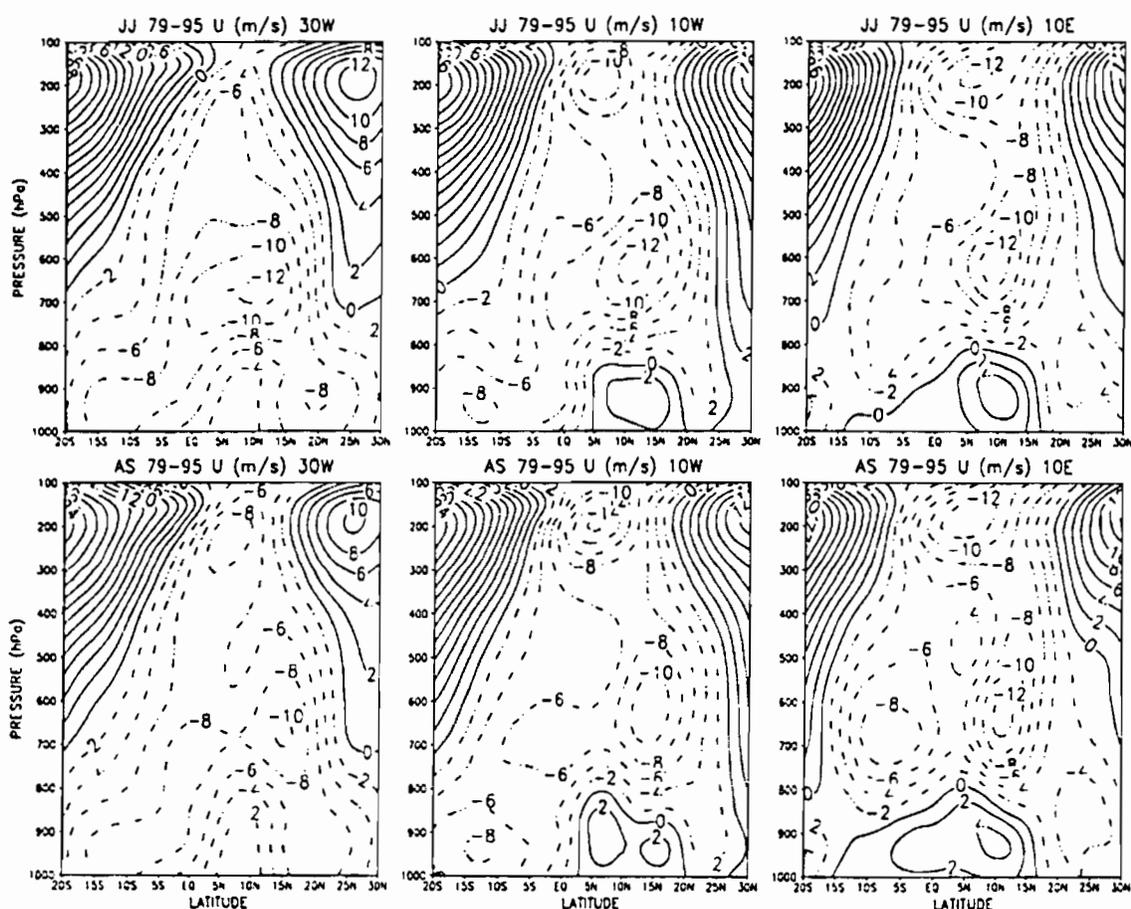


Figure I-3: Coupes verticales moyennes (1979-1995) entre juin et juillet (graphiques du haut) et août et septembre (graphiques du bas) du champ de vent zonal sur trois longitudes d'ouest en est (de gauche à droite). D'après Diedhiou (1998).

I.1.3 Les systèmes précipitants en Afrique de l'ouest

Les précipitations sous les tropiques sont essentiellement d'origine convective (Gamache and Houze, 1983). Cette section s'articule en deux parties. La première est un rappel théorique sur la

convection, la seconde fait état des différents types de systèmes précipitants rencontrés en Afrique de l'ouest.

I.1.3.1 A propos de la convection

Le déclenchement de la convection nécessite de soulever les parcelles d'air des basses couches jusqu'à leur niveau de convection libre. C'est l'instabilité conditionnelle de première espèce. Le niveau de convection libre dépend du profil de température et d'humidité de la troposphère. Ces deux variables peuvent être résumées par la température potentielle équivalente qui présente l'avantage d'être pratiquement invariante lors des processus convectifs. L'instabilité conditionnelle de première espèce se résume ainsi de la façon suivante: une parcelle d'air humide devient instable si et seulement si sa température potentielle équivalente est supérieure à la température potentielle équivalente saturée de l'air ambiant. Par exemple, la **Figure I-4** montre que la convection ne se déclenche que si les parcelles d'air des basses couches dépassent le niveau 850 mb.

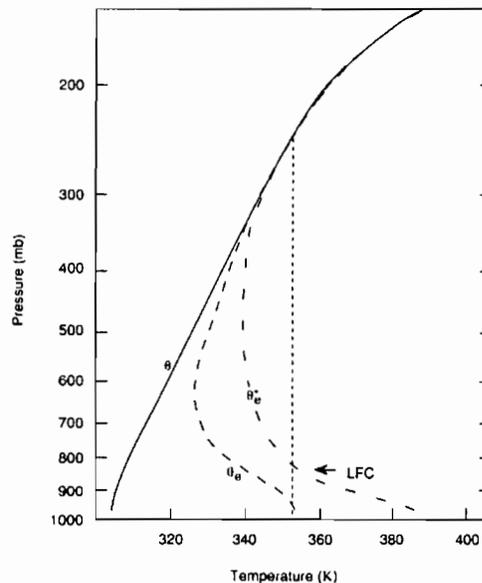


Figure I-4: Profils typiques d'une atmosphère convectivement instable. On a représenté les profils de la température potentielle (θ), de la température potentielle équivalente (θ_e) et de la température potentielle équivalente de l'atmosphère si elle était amenée à saturation (θ_e^*). Le niveau de convection libre est indiqué (LFC). La ligne en pointillé indique le "trajet" d'une parcelle d'air soulevée depuis la surface selon un processus adiabatique. D'après Holton (1992).

On introduit parfois la notion d'inhibition de la convection. C'est la quantité d'énergie nécessaire pour soulever les parcelles d'air des basses couches jusqu'au niveau de convection libre. Plusieurs forçages tels que la convergence d'humidité dans les basses couches, le forçage radiatif diurne, les forçages dynamiques locaux (orographie, brises thermiques) et les perturbations d'échelle synoptique (ondes d'est) peuvent fournir l'énergie nécessaire. Cette quantité d'énergie varie en fonction de la distribution de la température et de l'humidité dans l'atmosphère. Une faible inhibition de la convection permet un développement fréquent de nuages convectifs, mais une valeur plus forte permet également un certain stockage de l'énergie convective dans les basses couches de l'atmosphère et peut conduire à des phénomènes convectifs plus violents lorsque cette énergie est ensuite libérée. En outre, des forçages de grande échelle peuvent aussi jouer sur le développement de la convection. C'est typiquement le cas en Afrique de l'ouest, au sud de 10°N , lorsque la branche subsidente de la cellule de Hadley sud est présente. Cette configuration peut expliquer le mécanisme de la petite saison sèche

dans ces régions, la subsidence de grande échelle inhibant le développement de la convection profonde (Moron, 1994).

L'instabilité conditionnelle de première espèce permet de comprendre le déclenchement de la convection, mais est insuffisante pour expliquer l'existence de structures convectives de durée de vie pouvant dépasser la journée. Une théorie plus générale a été élaborée introduisant la notion d'interaction entre les systèmes convectifs et leur environnement de grande échelle. Par exemple, la convergence d'humidité entretient la convection et le dégagement de chaleur latente entretient la convergence d'humidité de grande échelle via les cellules de Hadley. Lorsque cette interaction aboutit au développement de l'ensemble du système on parle d'instabilité conditionnelle de seconde espèce (Charney and Eliassen, 1964).

I.1.3.2 Structures pluviogènes

La mise en place de la mousson permet le développement de structures pluviogènes sur l'Afrique de l'ouest. L'essentiel de la pluie sous les tropiques est liée aux systèmes convectifs de méso-échelle (Gamache and Houze, 1983). Il s'agit de structures convectives d'échelle spatiale supérieure à 5000 km².

Les pluies au Sahel sont essentiellement convectives. A partir d'une classification des pluies mesurées au sol durant l'expérience EPSAT-Niger, D'Amato and Lebel (1998) estiment que 90% de la pluie provient des Systèmes Convectifs de Méso-échelle (SCM). Ils estiment que 75% des précipitations sont liées à des SCM bien organisés: les lignes de grains et les Complexes Convectifs de Méso-échelle (CCM, on trouvera une discussion plus détaillée des différentes stratifications des SCM dans le chapitre IV). Les 10% restant sont attribués à une convection locale d'échelle spatiale inférieure à 5000 km².

Au sud de 10°N, les types de nuages responsables des pluies et leurs contributions respectives sont nettement moins documentées. Une part significative de la pluviométrie est attribuée aux pluies de mousson (Moron, 1994). Il s'agit principalement de stratocumulus. Ces pluies peuvent parfois durer plusieurs jours et concerner des surfaces de l'ordre du million de km². Les SCM contribuent aussi à une large part de la pluviométrie de la région. Compte tenu des reliefs plus importants au sud de 10°N, il est vraisemblable que les apports liés à une convection orographique locale soient significatifs (Olory-Togbe, 1981).

En outre, Martin and Schreiner (1981), dans une étude des systèmes convectifs sur la région de l'expérience GATE (GARP Global Atmospheric Research Program, 1974), font état de l'existence de nuages convectifs organisés en spirale sur l'océan proche du continent Africain. Ces systèmes ont une grande extension spatiale (250 à 350 km de rayon), peuvent persister plusieurs jours au même endroit et contribuer fortement à la pluviométrie des régions côtières. Ce fut le cas lors de l'hivernage 1997 à Dakar lorsqu'il a plu pendant plus d'une journée sans discontinuer (expérience personnelle).

I.1.4 Les précipitations en Afrique de l'ouest

Cette section s'inspire largement de l'article de synthèse de Janicot and Fontaine (1993).

La **Figure I-5** montre les isohyètes annuelles moyennes sur la période 1941-1980. On observe un fort gradient méridien des précipitations et une distribution quasi-zonale des isohyètes liés au mouvement saisonnier de l'équateur météorologique. La zone Sahélienne (10°N-20°N) est caractérisée par de faibles totaux annuels (400 à 700 mm), une courte saison des pluies (juin à septembre) et un fort gradient méridien des précipitations et de la convection.

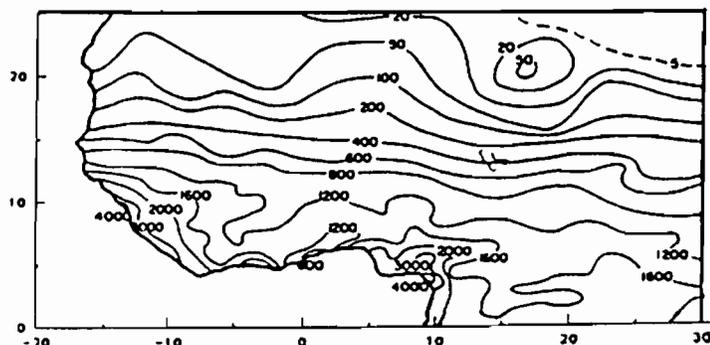


Figure I-5: Isohyètes annuelles moyennes sur la période 1941-1980. D'après Nicholson et al. 1988.

Les régions au sud de 10°N sont caractérisées par une saison des pluies bi-modale. Une première saison des pluies centrée sur juin est suivie d'une petite saison sèche centrée sur août ; une seconde saison des pluies centrée sur octobre apparaît ensuite, précédant la grande saison sèche de l'hiver boréal. On note par ailleurs que les zones de relief prononcé et d'eaux chaudes correspondent à des maxima pluviométriques.

Depuis les années 70, le Sahel est victime d'une période de sécheresse persistante. De nombreuses recherches ont tenté d'expliquer le phénomène. Tanaka et al. (1975) ont étudié deux années déficitaires au Sahel (1968 et 1972). Les auteurs concluent que l'année 1968 peut s'expliquer par une position de la ZCIT plus au sud que la normale alors que l'année 1972 serait liée à une baisse de l'intensité de la convection car la position méridienne de la ZCIT était normale. Les hypothèses de Tanaka et al. (1975) sont confirmées par celles de Nicholson (1980, 1981, 1986). Nicholson (1986) aboutit en outre à une classification des années sèches et humides (**Figure I-6**). La **Figure I-6** montre que l'on peut avoir une sécheresse généralisée sur l'Afrique de l'ouest ou un dipôle caractérisé par une pluie excédentaire au sud et déficitaire au Sahel. Parallèlement, Dhonneur (1981) montre qu'il existe une corrélation négative (resp. positive) entre les précipitations au Sahel et la vitesse du JEA (resp. JET) à l'échelle mensuelle. Ainsi une année sèche au Sahel correspond à un JEA plus fort et un JET plus faible. Cette observation est néanmoins en contradiction avec les modélisations numériques de méso-échelle qui montrent qu'un JEA fort est favorable au développement des lignes de grains (Lafore and Moncrieff, 1989). Janicot (1992b) suggèrent que le JEA est plus fort à cause du gradient méridien de température plus marqué quand les précipitations sont faibles au Sahel.

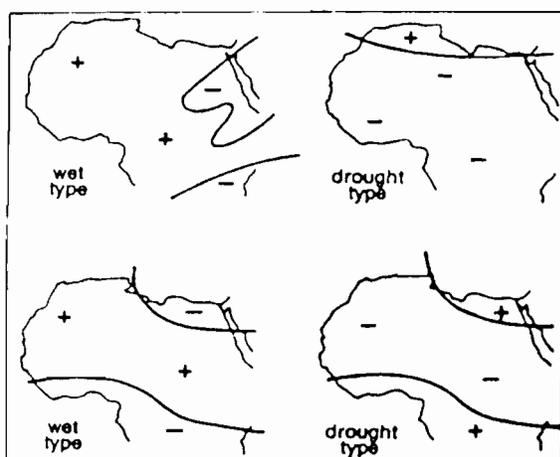


Figure I-6: Représentation schématique des zones de précipitations excédentaires (+) et déficitaires (-) sur la moitié nord de l'Afrique pour les quatre principaux types d'anomalies pluviométriques. Tiré de Nicholson (1986).

Les recherches des mécanismes à l'origine de la sécheresse au Sahel se sont d'abord portées sur les conditions de surface. Charney (1975) avance l'hypothèse d'un mécanisme de rétroaction positive lié au forçage d'albédo: La diminution de la couverture végétale résultant d'une diminution des précipitations augmente l'albédo de surface entraînant de fait une diminution des précipitations. Par la suite, l'effet inhibiteur d'une augmentation de l'albédo a été confirmé, mais Courel (1985) montre que des années sèches ont correspondu à une réapparition du couvert végétal ayant pour effet de diminuer l'albédo. L'augmentation d'albédo semble alors jouer un rôle amplificateur, mais n'est plus considéré comme l'élément principal à l'origine de la sécheresse. L'impact des conditions de surface ne se mesure d'ailleurs pas seulement en terme d'albédo. Une étude de Cadet and Nnoli (1987) montre que le golfe de Guinée est la première source d'humidité, mais que le recyclage au sud du Sahel et en Afrique centrale n'est pas négligeable. Ils soulignent que le recyclage en Afrique centrale est ensuite transporté vers l'ouest par le JEA. Par ailleurs, Taylor and Lebel (1998) montrent qu'à l'échelle convective (~10 km) les pluies au Niger tendent à tomber au même endroit, ce qui suggère l'existence de mécanismes de rétroaction positive entre la convection et les conditions de surface continentales.

D'autres axes de recherche ont été développés. L'impact de l'advection de vapeur d'eau et de l'épaisseur de la couche de mousson sur la pluviométrie Sahélienne a été étudié par Lamb (1983). Il ne trouve pas de corrélation entre l'épaisseur de la couche de mousson et les précipitations au Sahel. Il semble que la faiblesse des précipitations ne soit pas liée à la quantité de vapeur d'eau disponible mais plutôt à la façon dont elle est utilisée par l'atmosphère pour être transformée en précipitation. Janicot (1992b) reprend le problème avec un jeu de données plus fourni. Il montre que certaines sécheresses correspondent à un flux de mousson plus épais au sud de 10°N qu'au nord. Cette configuration correspond au type de sécheresse lié à une position plus au sud de la ZCIT. En revanche, il trouve que la quantité d'eau précipitable disponible est proche de la normale pour l'autre type de sécheresse. Par ailleurs, Lamb (1978a, 1978b) montre que des saisons déficitaires au Sahel sont associées à une structure dipolaire des températures de surface de l'océan Atlantique. Ainsi, un Atlantique sud plus chaud avec des pressions de surface plus basses et un Atlantique nord plus froid avec des pressions de surface plus fortes favorise une position plus au sud de la ZCIT dans l'Atlantique est et correspond à un déficit pluviométrique au nord de 10°N et à un excédent au sud. Néanmoins, cette configuration dipolaire sur l'Atlantique n'explique pas le deuxième type de sécheresse mis en évidence par Nicholson (1981). Janicot (1992b) propose un schéma d'échelle régionale pour expliquer les deux types de sécheresses observés:

- La sécheresse dipolaire (**Figure I-7**, schéma du haut) se caractérise par un champ de pressions renforcé dans l'Atlantique tropical nord, des températures de surface de l'océan (TSO) plus chaudes dans le golfe de Guinée, une convergence de l'humidité de surface plus importante au sud qu'au nord de 10°N et par une baisse de l'eau précipitable dans le flux de mousson au nord de 10°N. Ce schéma traduit une position de la ZCIT et de la circulation de Hadley plus au sud que la normale. Une augmentation du gradient méridien de température dans les basses couches en résultant explique un JEA plus fort.
- Le second type de sécheresses (**Figure I-7**, schéma du bas) se traduit par un champ de pressions et des alizés de NE et SE renforcés sur l'Atlantique tropical. La convection dans la ZCIT est plus faible sur l'Afrique de l'ouest malgré un potentiel de vapeur d'eau normal. De façon moins marquée on a une baisse des TSO sur l'Atlantique intertropical et une baisse de l'intensité du JET. Ceci est cohérent avec un déplacement vers l'est de la branche subsidente de la cellule Atlantique de type Walker.

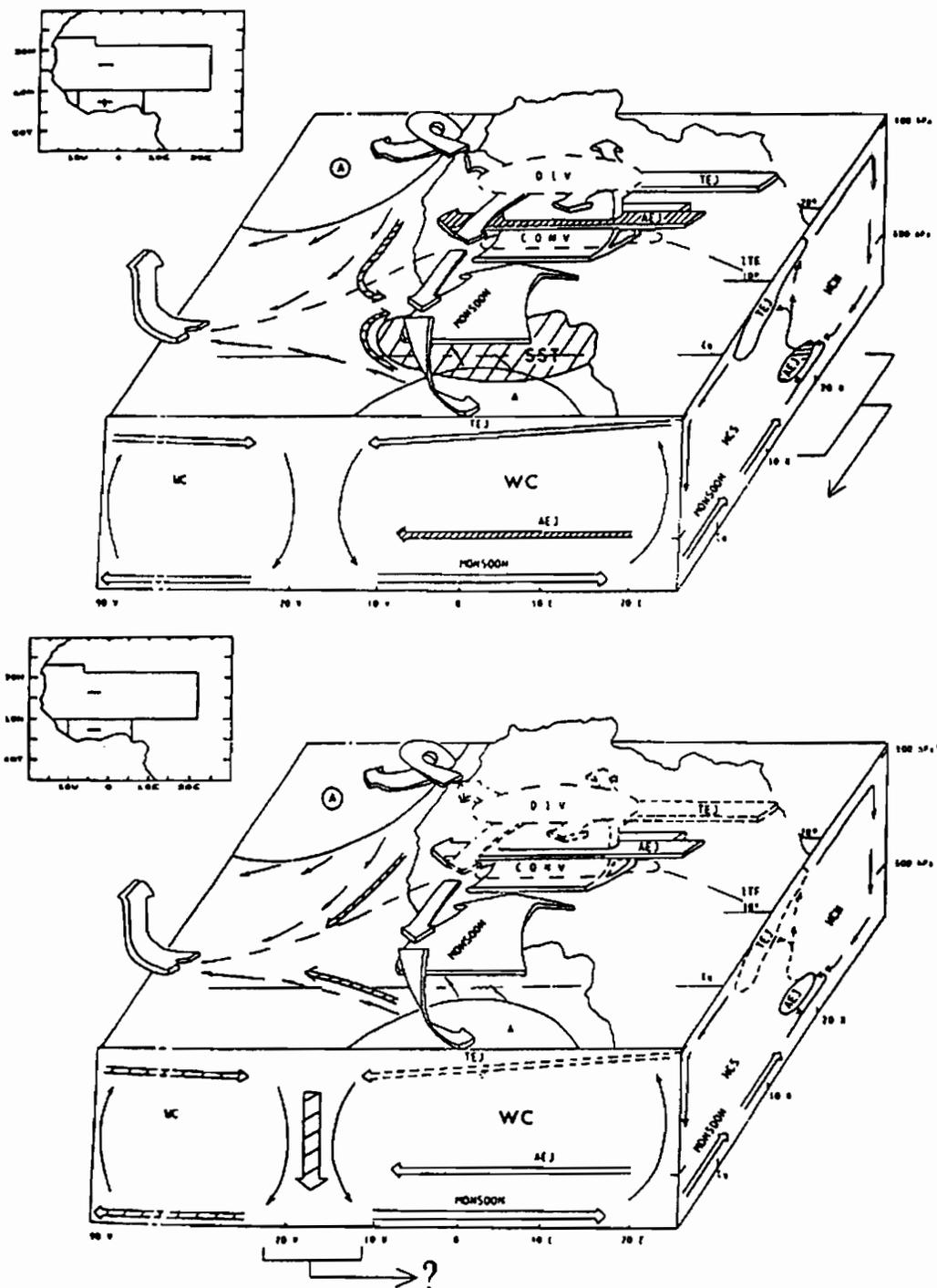


Figure I-7: Schémas des circulations associées aux deux types de sécheresses identifiés au Sahel. En haut le dipôle pluviométrique par rapport à 10°N. En bas, le déficit global sur l'Afrique de l'ouest. HCN: circulation de type Hadley de l'hémisphère nord. HCS, idem HCN pour l'hémisphère sud. WC: circulation de type Walker en Afrique de l'ouest. wc: circulation de type walker au-dessus de l'Atlantique tropical. ITF: front intertropical. TEJ: jet d'est tropical. AEJ: jet d'est Africain. DIV: zone de divergence dans la haute troposphère. CONV: zone de convergence dans les basses couches. A: anticyclone subtropical. A cerclé: anticyclone renforcé. SST: zone d'anomalie positive de la température de surface de la mer. Flèches hachurées: flux renforcés. Flèches en pointillés: flux affaiblis. Flèches et parenthèses en dehors du domaine: déplacement des circulations de type Hadley/Walker. Tiré de Janicot (1992b).

L'existence de circulations de type Walker suggère des téléconnexions possibles avec d'autres régions tropicales. Un résultat important en terme de téléconnexion a été mis en évidence par Folland et al. (1986). Lorsque les océans des hémisphères sud et l'océan indien sont plus chauds (resp. plus froids) les eaux de l'Atlantique nord et du Pacifique nord tendent à être plus froides (resp. plus chaudes) et cela correspond à des périodes sèches au Sahel. Palmer (1986) partant de cette observation montre à l'aide de simulations que cela correspond à un recul de la ZCIT. En forçant des températures plus froides sur l'Atlantique nord, il obtient des résultats similaires. En forçant des anomalies chaudes dans le Pacifique est seulement, il simule un impact négatif sur le Sahel.

Plus récemment, Janicot et al. (1998) et Fontaine et al. (1998) ont confirmé et étendu l'ensemble des résultats visant à relier les températures de surface des océans aux précipitations sur l'Afrique de l'Ouest. Le gradient thermique méridien dans l'Atlantique tropical affecte surtout la position méridienne de la ZCIT, et est donc plus particulièrement associé aux cas de sécheresses dipolaires. En revanche, les phases chaudes de type El Niño (eaux anormalement chaudes dans le Pacifique équatorial et central) tendent dans les modèles à déplacer vers l'est la cellule de Walker en provoquant un transport subsident anormal sur l'Afrique de l'Ouest aboutissant aux cas de sécheresses généralisées (second cas de la **Figure I-7**). En outre, Fontaine et al. (1998) montrent qu'une structure dipolaire planétaire de variabilité lente (pluridécennale) s'est mise en place depuis le début des années soixante-dix (l'hémisphère sud est plus chaud que l'hémisphère nord). Cette structure se combine avec le gradient nord-sud de l'Atlantique Tropical quand il se met en place et avec les structures thermiques associées aux phases chaudes des événements El Niño. Ces combinaisons expliquent en partie que les relations entre les précipitations tropicales et les événements El Niño soient de nos jours statistiquement plus fortes.

Ainsi, il apparaît que les différents types de régimes pluviométriques au Sahel et que la variation interannuelle des précipitations Sahéliennes sont plus corrélées aux variations de TSO qu'aux processus de désertification qui apparaissent plutôt comme des amplificateurs de la sécheresse. Au total, environ 50% de la variabilité interannuelle des précipitations Sahéliennes peuvent être expliquées par le champ de températures de la mer. (Janicot and Fontaine, 1993). Néanmoins, les conditions de surface continentales jouent aussi un rôle important car, outre le mécanisme de rétroaction positive de Charney (1975), l'albédo du sol, les caractéristiques de la végétation et l'état hydrique dans le sol sont autant de paramètres susceptibles de jouer sur le gradient méridien de surface de l'énergie statique humide qui va conditionner la migration vers le nord de la ZCIT. A l'échelle saisonnière, il a été montré que la prise en compte des caractéristiques des gradients d'énergie statique humide dans la couche limite au printemps améliore significativement la prévision des précipitations d'été au Sahel (Fontaine et al., 1999).

I.2 De l'utilité d'une étude des systèmes convectifs en Afrique de l'Ouest

Des hypothèses sérieuses sur l'origine de la sécheresse au Sahel et sur la variabilité interannuelle des précipitations de la région ont été échafaudées. Leur principal défaut est de ne pas prendre en compte les systèmes précipitants à l'origine de la pluviométrie de la région. Sachant qu'il existe des systèmes convectifs susceptibles de traverser l'ensemble de la zone Sahélienne, l'origine de la variabilité pluviométrique de la région peut avoir des causes distantes par rapports aux effets. De plus, il est parfois difficile d'affirmer que les caractéristiques de la circulation de grande échelle mises en évidence lors des différents régimes pluviométriques soient des forçages. C'est typiquement le cas lorsque des phénomènes de subsidence sont invoqués pour expliquer les déficits de pluviométrie lors de la sécheresse généralisée. Il pourrait par exemple s'agir de l'effet d'un déficit du nombre de systèmes convectifs dont les causes resteraient à définir.

Le but de cette thèse est de documenter les systèmes convectifs de méso-échelle en Afrique de l'ouest qui forment le lien entre la circulation de grande échelle et la pluviométrie. Depuis l'avènement des premiers satellites météorologiques, de nombreuses études ont été dédiées à cette tâche. La

couverture nuageuse associée aux SCM a été étudiée par Desbois et al. (1988) et plus récemment par Duvel (1989, 1990). Ces études ont documenté le cycle diurne de la convection et l'interaction de cette dernière avec les ondes d'est Africaines. Machado et al. (1992, 1993) ont étudié les distributions de taille des SCM et les modulations de ces dernières par le cycle diurne et les ondes d'est Africaines. Arkin (1979) et Jobard and Desbois (1992) ont précisé les liens indirects entre la couverture nuageuse et la pluie. Le cycle de vie des SCM a été documenté dans de nombreux travaux (Aspliden et al., 1976, Martin and Schreiner, 1981, Desbois et al., 1988, Rowell and Milford, 1993, Laing and Fristsch, 1993, Hodges and Thorncroft, 1997 pour ne citer que les principales). Ces études ont permis d'apporter des informations supplémentaires sur le rôle du cycle diurne et des ondes d'est. Pour ces dernières, des conclusions divergentes ont été trouvées entre Rowell and Milford (1993) et Payne and Mc Garry (1977). Pour le premier, les ondes d'est n'ont pas d'impact significatif sur les naissances des lignes de grains sur le Sahel central alors que le second trouve une probabilité accrue des naissances des lignes de grains dans le Thalweg des ondes pour les régions Sahéliennes proches des côtes. Duvel (1990) montre que l'impact des ondes est différent selon que l'on se situe au cœur du Sahel central ou vers l'océan Atlantique, ce qui pourrait justifier en partie les résultats antagonistes des deux auteurs précédents. Les études du cycle de vie ont montré que le cycle diurne du réchauffement solaire module fortement la probabilité d'occurrence des naissances avec un maximum marqué en début d'après-midi. Ces travaux ont ainsi montré l'importance de documenter le cycle de vie des SCM, néanmoins, ils n'ont été menés que sur des périodes très limitées. A l'exception de Hodges and Thorncroft (1997), toutes les études citées visant à documenter le cycle de vie des SCM ont utilisé des méthodes manuelles de suivi des amas nuageux. Ces travaux se sont intéressés aux systèmes convectifs les plus actifs (fort développement vertical et large taille) et ont utilisé des données de faible résolution temporelle sur des périodes limitées afin d'alléger l'impressionnante masse de travail à accomplir. Hodges and Thorncroft (1997) ont pour la première fois documenté le cycle de vie des SCM sur 8 années en utilisant une méthode automatique et objective. Néanmoins, les résolutions temporelles et spatiales des données qu'ils utilisent ne permettent pas de suivre les SCM de taille inférieure à 70000 km² et entraînent une incertitude d'au moins 6 heures sur leur durée de vie ainsi qu'une incertitude sur leur nombre.

Il manque donc toujours une connaissance fine et complète des caractéristiques et du cycle de vie des SCM sur l'Afrique de l'ouest. De même les variations interannuelles des SCM et leurs relations avec la circulation de grande échelle doivent être approfondies, ce qui justifie pleinement l'objet de cette thèse.

Dans un premier temps, nous avons procédé à un suivi automatique de tous les systèmes convectifs de méso-échelle (taille supérieure à 5000 km²) à l'aide d'une méthode s'inspirant de celle de Williams and Houze (1987). Une description détaillée de la méthode et de ses performances fait l'objet du chapitre II. Dans le troisième chapitre nous nous sommes efforcés de construire une typologie aussi complète que possible des systèmes convectifs du Sahel central et une extension de cette climatologie au reste de l'Afrique de l'ouest et sur l'océan Atlantique est donnée en annexe. Il ressort notamment que quelques SCM de longue durée de vie expliquent plus de la moitié de la couverture nuageuse au seuil 233 K qui est communément utilisé pour l'estimation des pluies par satellite sur la région. Cette typologie pourra servir de référence pour les modélisations climatiques et devrait permettre de mieux appréhender les problèmes d'échantillonnage des satellites météorologiques défilants du type TRMM ou DMSP.

Dans le chapitre IV, en se basant sur 9 années de données pluviométriques de haute résolution issues de l'expérience EPSAT-Niger (Lebel et al., 1992), nous avons établi une méthodologie objective pour comparer la couverture nuageuse aux pluies mesurées au sol. Une catégorie de SCM expliquant 93% des pluies du Niger a ainsi pu être identifiée: les Systèmes Convectifs Organisés (SCO). Sur la zone Sahel, les SCO correspondent à 12% du nombre total de SCM mais expliquent 80% de la couverture nuageuse au seuil 233 K. On peut donc raisonnablement généraliser les résultats du Niger à l'ensemble du Sahel.

Les variations interannuelles ont été étudiées au chapitre V et sont analysées dans le chapitre VI à l'aide des réanalyses du NCEP (National Center for Environmental Prediction, Kalnay et al., 1996). On aboutit à des comparaisons intéressantes avec la classification des sécheresses de Nicholson

(1986). On montre que les types de sécheresses peuvent être interprétés en terme de nombre de SCO et de couverture nuageuse moyenne par SCO qui caractérise un indice de l'intensité de la convection. A différentes échelles spatio-temporelles, on trouve que ces deux paramètres sont liés à la circulation des basses couches. A l'échelle du Sahel central et de la saison, on observe une bonne corrélation entre l'anomalie de l'intensité de la convection et l'anomalie du flux de mousson. La sécheresse dipolaire de 1990 est ainsi associée à une anomalie négative persistante du flux de mousson. Le nombre de SCO est quant à lui anticorrélé en moyenne à l'intensité du flux de mousson aux échelles journalières et au niveau de l'interface entre la région Sahélienne et la région Soudano-Guinéenne. Cette relation moyenne se vérifie bien pour la sécheresse généralisée de 1997 où les fluctuations du flux de mousson de période proche de 15 jours sont clairement anticorrélées aux variations du nombre de SCO. Ce résultat nous conduit à penser que les cas de sécheresses généralisées pourraient résulter d'un forçage des basses couches plutôt que d'un forçage au niveau de la haute troposphère.

Le rôle des ondes d'est dans l'organisation de la convection a aussi été étudié. En période d'onde d'est la convection et la pluie sont modulées, mais si l'on compare de manière globale les distributions en périodes d'activité et d'inactivité des ondes on n'observe pas de différence significative sur le nombre et le degré d'organisation (longévité, taille) des SCO.

Chapitre II

METHODE DE SUIVI DES SYSTEMES CONVECTIFS

II.1 Résumé bibliographique des méthodes existantes

En 1974, le premier satellite géostationnaire "civil" SMS1-GOES équipé de capteurs infrarouges fut lancé par les Américains, suivi 3 ans plus tard par le premier satellite géostationnaire Européen METEOSAT-1. Le satellite SMS1-GOES fut utilisé lors de l'expérience GATE (Global atmospheric research program ATLantic Experiment) qui eut lieu lors de l'été 1974 sur l'Atlantique est et l'Afrique de l'ouest. La résolution temporelle des données fournies par ce satellite atteignait 30 minutes. La résolution spatiale se situait aux alentours de 8 km dans l'infrarouge.

La bonne résolution temporelle du satellite SMS1 a permis pour la première fois de suivre les Systèmes Convectifs de Mésos-échelle (SCM) durant leur cycle de vie. La dénomination de ces systèmes convectifs fait référence à leur taille comprise entre l'échelle synoptique (quelques centaines de kilomètres) et l'échelle des cellules convectives constituant sa partie la plus active (de l'ordre du kilomètre). Aucun consensus clair n'existe pour définir catégoriquement les SCM. Dans l'ensemble de cette thèse on qualifie de SCM tout système convectif de taille supérieure à 5000 km².

Aspliden et al. (1976) ont suivi manuellement les lignes de grains survenues durant l'expérience GATE. Les lignes de grains forment une sous population de SCM très active dans les régions Sahéliennes (cf chapitre IV pour une stratification détaillée des SCM). Martin and Schreiner (1981) généralisèrent ce travail à tous les SCM présents durant GATE. Des statistiques spatiales et temporelles sur les naissances des systèmes convectifs ont ainsi pu être établies sur la zone d'expérimentation. Plus récemment, Desbois et al. (1988) ont suivi manuellement les lignes de grains sur l'Afrique de l'ouest à partir de l'imagerie METEOSAT. Ce suivi des lignes de grains a été réalisé pour les mois de juillet 1983, 1984 et 1985. L'information sur le cycle de vie ainsi obtenue a permis de montrer que les lignes de grains sont plus rapides lors de l'année sèche (1983) que lors de l'année humide (1985) et que le nombre d'événements ne varie pas significativement. Cette étude a aussi montré que le nombre des naissances de lignes de grains au nord du 12^{ème} parallèle était plus important lors de l'année humide.

L'inconvénient majeur des études précédentes est le caractère subjectif de la définition des systèmes convectifs utilisée. Ces études sont difficilement comparables entre elles et difficiles à reproduire. Des méthodes semi-objectives ont ainsi été développées. Le terme "semi-objective" est employé ici pour signifier que le suivi des systèmes convectifs est subjectif (manuel) mais que leur sélection est basée sur des critères objectifs.

Maddox (1980) est le premier à proposer des critères objectifs pour discriminer les SCM de grande taille: les Complexes Convectifs de Mésos-échelle (CCM). La définition, applicable aux images du canal infrarouge, est la suivante:

- Surface du système convectif au seuil 241 K supérieure à 100000 km² (1)
- Surface du système convectif au seuil 221 K supérieure à 50000 km² (2)
- Les critères (1) et (2) doivent être satisfaits simultanément pendant au moins 6 heures.
- L'excentricité (grand axe/petit axe, calculée en modélisant les CCM par des ellipses) doit être supérieure à la valeur 0.7 lorsque la surface au seuil 221 K atteint son maximum de façon à discriminer les systèmes de type ligne de grains.

Maddox (1980, 1983) a mis en évidence des différences notables entre les lignes de grains et les CCM sur quelques cas d'études. Ces différences apparaissent clairement dans l'imagerie radar et dans l'analyse des données météorologiques de surface, notamment en ce qui concerne le vent. Cependant, dans l'imagerie infrarouge, la distinction entre les CCM et les lignes de grains basée sur la valeur de l'excentricité est moins évidente. Par exemple, Smull and Houze (1985) ont étudié un SCM ayant les caractéristiques radar d'une ligne de grains et les caractéristiques infrarouge d'un CCM.

L'identification des lignes de grains et des CCM à partir de l'imagerie infrarouge seule reste donc problématique. D'une manière générale, la distinction entre un système convectif de méso-échelle "simple", une ligne de grains et un CCM à partir de l'imagerie infrarouge reste sujette à caution en l'absence d'information sur la structure interne du système. Sans polémiquer, il est vraisemblable que l'origine de la terminologie CCM soit plus liée à leur faible nombre les rendant plus faciles à suivre manuellement qu'à leurs caractéristiques intrinsèques.

Employant des définitions proches de celle de Maddox (1980), Laing and Fritsch (1993b), Thorncroft and Haile (1995) ont étudié les CCM sur l'Afrique. Les travaux de Thorncroft and Haile (1995) mettent en parallèle les résultats du suivi des CCM avec des analyses du CEPMMT (Centre Européen des Prévisions Météorologiques à Moyen Terme) pour le mois de juillet 1989. Ils montrent notamment que les zones où la moyenne mensuelle de la température potentielle équivalente est élevée correspondent aux zones de plus forte activité des CCM. Les études de Velasco and Fritsch (1987), Augustine and Howard (1991), Miller and Fritsch (1991), Laing and Fritsch (1993a) caractérisent les CCM en Amérique du sud et dans les Caraïbes, aux USA, sur le Pacifique (Australie notamment) et sur le continent asiatique respectivement. Laing and Fritsch (1997) résumant les principaux résultats de ces études à l'échelle mondiale (ces résultats s'expriment sous forme de distributions diurnes, mensuelles et spatiales du nombre de CCM à différents stades de leur développement, et une fréquence de 400 CCM par an en moyenne sur le globe a été établie). Dans ces travaux, selon la région, la période étudiée s'étend au maximum sur deux années.

Dans la lignée des travaux de Maddox (1980), Rowell and Milford (1993) proposent pour la première fois des critères objectifs pour caractériser les lignes de grains formant la deuxième grande famille de SCM (cf chapitre IV pour une discussion plus avancée sur la stratification des SCM). Ils les ont suivi manuellement en utilisant la définition suivante:

- Il existe une surface dont les températures de brillances sont inférieures à 213 K dans le système convectif.
- Au niveau du front du système convectif, la distance minimale entre le contour au seuil 233 K et le contour au seuil 213 K doit être inférieure à 40 km.
- La vitesse moyenne de déplacement n'est pas nulle.

Le critère de distance est une version objective du critère de front net utilisé par Aspliden et al. (1976) ou Desbois et al. (1988) pour discriminer les lignes de grains. Cette étude a été réalisée pour le mois d'août 1985. La connaissance du cycle de vie des lignes de grains a permis de mettre en évidence l'influence de l'orographie (reliefs et fleuves) et du cycle diurne sur leur naissance.

Les études précédemment citées ont toutes été basées sur un suivi manuel des systèmes convectifs dépendant de l'opérateur. Le suivi manuel des systèmes nuageux est une tâche longue et fastidieuse contraignant à l'utilisation de données de résolution dégradée (résolution temporelle de 3 heures), à la limitation des périodes traitées et à la sélection de certains types de systèmes nuageux (lignes de grains, CCM).

Pour pallier les inconvénients des méthodes de suivi manuel, des algorithmes de suivi automatique ont été développés. Williams and Houze (1987) ont utilisé une méthode basée sur un critère de recouvrement minimum des systèmes nuageux sur deux images consécutives. La méthode a été appliquée aux images du satellite Japonais GMS-1 avec une résolution temporelle dégradée à 3 heures mais en conservant la pleine résolution spatiale (2,4 km) permettant ainsi de suivre automatiquement tous les systèmes convectifs de plus de 5000 km². Cette méthode a été utilisée par la suite avec des images GMS dégradées (résolution temporelle de 1 heure et résolution spatiale de 10 km) sur le Pacifique tropical pendant 3 hivers et sur la région de l'expérience TOGA COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) par Chen and Houze (1997). Arnaud et al. (1992) ont appliqué sur l'Afrique de l'ouest une méthode similaire avec des critères supplémentaires en cas de fusion ou de séparation des systèmes nuageux. Laurent

(1996) et plus récemment Morel et al. (1997) utilisent aussi une méthode proche de celle de Williams and Houze (1987).

En dehors des méthodes utilisant le critère de recouvrement, d'autres auteurs ont utilisé des critères de cohérence sur les paramètres morphologiques (taille) ou radiatifs (température moyenne, température minimum) ou de propagation (vitesse, direction) des systèmes nuageux. Woodley et al. (1980) ont suivi les systèmes nuageux pendant les 3 mois de l'expérience GATE avec une procédure automatique basée sur un critère de vitesse de propagation. Ce type de critère est en fait proche du critère de recouvrement. Hodges and Thorncroft (1998) utilisent un critère mesurant la cohérence sur la direction et la vitesse de propagation. La méthode développée par Hodges (1994, 1995) et Hodges and Thorncroft (1998) peut être appliquée aussi bien à des images satellites qu'à des sorties de GCM. Il en résulte que l'on peut suivre toutes sortes de perturbations propagatives (SCM, thalwegs d'ondes, cyclones). La polyvalence de cette méthode réside principalement dans la détermination de la position d'un point caractéristique de l'objet que l'on veut suivre (le point le plus froid dans le cas des SCM, le minimum de vorticité dans le cas des thalwegs d'ondes). La localisation précise de ce point s'avère être une tâche non triviale lorsque que l'on s'intéresse au globe terrestre dans son entier et/ou que les données d'entrée ne sont pas dans un format "grille". En effet, particulièrement aux hautes latitudes, il faut tenir compte des problèmes de projection. La détermination de ce point est aussi une source de difficultés: problème de l'unicité de ce point au sein d'un même objet. Hodges and Thorncroft (1998) ont appliqué cette méthode sur 8 ans à partir d'images ISCCP (International Cloud Climatology Project, Rossow and Schiffer, 1991) de type B3 (résolution spatiale de 30 km dégradée par Hodges and Thorncroft (1998)   150 km et résolution temporelle de 6 h). Ils ont établi pour la première fois une climatologie des systèmes convectifs de 1983   1990 sur l'Afrique. Cependant, la faible résolution spatiale et temporelle utilisée ne permet de suivre que les systèmes de type CCM pendant une partie de leur cycle de vie, lorsque leur taille est supérieure à 70000 km².

Machado et al. (1998), à partir des images ISCCP B3, ont comparé les résultats obtenus en suivi manuel à ceux obtenus par des méthodes basées sur des critères de recouvrement (surface de recouvrement supérieure à un seuil) ou de cohérence: déplacement minimum, minimum de variation de la taille, minimum de variation de la température minimum, minimum d'une fonction de coût prenant en compte tous les critères de cohérence précédents. Pour les systèmes de grande taille, la méthode de recouvrement donne des résultats très proches de ceux obtenus par des méthodes plus compliquées basées sur la cohérence de paramètres morphologiques, radiatifs et dynamiques. Par contre, le suivi manuel détecte 50% de systèmes en moins que les méthodes automatiques avec la résolution B3.

Les études précédentes ont soit utilisé des images ayant une résolution spatiale et temporelle dégradée (Machado et al., 1998, Hodges and Thorncroft, 1998), soit elles ont été limitées à de courtes périodes. L'utilisation de données à résolution réduite permet de travailler sur de larges domaines d'étude mais est source d'erreurs. En effet, les variations des caractéristiques des SCM (taille, position) peuvent être importantes en 6 heures et il y a un filtrage des SCM de moins de 70000 km². Il en résulte une erreur sur le cycle de vie des SCM d'au moins 6 heures (+/- un pas de temps) et une erreur difficilement chiffrable sur le nombre des SCM suivis (par exemple, un SCM peut décroître au pas de temps suivant jusqu'à une taille inférieure au seuil puis s'accroître un pas de temps plus tard au delà de ce seuil sous l'effet du réchauffement diurne. Le suivi basse résolution voit alors deux SCM au lieu d'un seul. Ce type d'erreur peut être à l'origine des différences observées par Machado et al., 1998).

II.2 Description détaillée de la méthode de suivi utilisée

Nous disposons aujourd'hui à l'IRD de 10 années d'extractions de données METEOSAT infrarouge pleine résolution au-dessus de l'Afrique de l'ouest. La pleine résolution signifie que l'on dispose d'une image de résolution spatiale de l'ordre de 5 km toutes les 30 minutes. L'utilisation de l'infrarouge permet de suivre les SCM de jour comme de nuit. Ces données ont été acquises soit à l'ESOC (European Space Operations Center) dans le cadre du programme EPSAT (Estimation des Pluies par SATellite), soit via la station de réception de l'UTIS (Unité de Traitement des Images Satellitaires, Dakar, Sénégal) soit à EUMETSAT dans le cadre du projet TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission). La calibration et la navigation des images METEOSAT sont faites en suivant **les directives les plus récentes** d'EUMETSAT (European organization for the exploitation of METeorological SATellites). La méthode de suivi utilisée est entièrement automatique. Elle s'inspire des méthodes basées sur le recouvrement des systèmes nuageux entre deux images consécutives utilisées par Williams and Houze (1987) et Arnaud et al. (1992). Le choix de ce type de méthode a été motivé par la simplicité du principe (et donc sa robustesse) et parce que l'on dispose de la pleine résolution. En effet, avec un pas de temps de 30 minutes et une vitesse de déplacement des SCM ne dépassant pas 100 kmh^{-1} , on est pratiquement assuré d'avoir une zone de recouvrement lorsque l'on superpose deux images consécutives du même SCM. L'algorithme de suivi a été développé par Henri Laurent. Ce travail de thèse a été l'occasion d'évaluer et d'améliorer l'algorithme initial sur les points suivants (Mathon and Laurent, 2001):

- Pré-traitement des images METEOSAT (détection automatique des images trop dégradées, interpolation des lignes manquantes isolées).
- Ajout de paramètres intégrant plusieurs seuils en température (par exemple, taille et position des amas nuageux au seuil plus froid).
- Interpolation des données manquantes.

L'efficacité de la méthode ainsi qu'une évaluation des erreurs commises font l'objet de ce chapitre.

II.2.1 Identification des systèmes nuageux

Dans cette étude, seuls les systèmes nuageux de méso-échelle liés à la convection sont suivis. Comme on l'a déjà mentionné, les SCM sont définis comme des systèmes convectifs d'extension spatiale supérieure à 5000 km^2 . Gamache and Houze (1983) montrent que les SCM sont à l'origine de la plupart des précipitations sous les tropiques. D'Amato and Lebel (1998), utilisant une définition basée sur l'extension spatiale des pluies mesurées au sol, montrent que plus de 90% des pluies sur le Sahel central sont dues aux SCM.

Les SCM sont communément identifiés dans l'imagerie infrarouge METEOSAT (10.5-12.5 μm) par l'application d'un seuil sur les températures de brillances. Dans la littérature, divers seuils ou combinaisons de seuils sont utilisés pour définir les systèmes nuageux. Duvel (1989) utilise le seuil 253 K comme limite de la convection en Afrique Tropicale. Cette limite à 253 K a été déterminée en examinant la cohérence du cycle diurne de la couverture nuageuse. Les seuils situés approximativement entre 253 K et 198 K sont couramment utilisés pour détecter la convection (par exemple, Machado et al., 1992). Maddox (1980) et Rowell and Milford (1993) utilisent une combinaison de seuils pour définir respectivement les CCM et les lignes de grains. Machado et al. (1998) utilisent le seuil 241 K pour définir les SCM et le seuil 218 K pour définir les cellules

convectives incluses dans le SCM. Bien que le problème de l'identification des systèmes nuageux soit fondamental, on a du mal à trouver dans la littérature une unité dans les valeurs de seuils utilisées. Ceci est principalement lié à la variabilité inter régionale des caractéristiques moyennes des systèmes convectifs, notamment entre les zones océaniques et continentales. La détermination d'une valeur de seuil pour la détection des nuages convectifs se justifie généralement par rapport à des données d'observations pluviométriques, à de l'imagerie radar, ou de l'imagerie satellitale dans d'autres gammes de longueur d'onde:

- Arkin (1979), à partir des données SMS-1 infrarouges collectées durant GATE, montre que le seuil 235 K correspond à la meilleure corrélation avec les précipitations lorsque l'on moyenne les données sur une surface de 2.5°.
- Sur le Sahel central, Jobard and Desbois (1992) montrent que la meilleure corrélation entre les occurrences de nuages à sommet froid et les précipitations s'obtient en utilisant des seuils plus froids de l'ordre de 213 K.
- Mapes and Houze (1993) utilisent 208 K et 198 K sur la zone TOGA-COARE en justifiant que la surface des amas à ces seuils en température correspond approximativement à la zone d'échos radars caractérisant respectivement l'ensemble formé par la partie convective et la partie stratiforme du SCM et la zone convective seule du système.
- Fu et al. (1990) utilisent une combinaison d'images GMS dans le visible et l'infrarouge pour séparer les nuages cirriformes des nuages cumuliformes. Ils trouvent que le seuil 215 K permet d'éliminer la plupart des nuages cirriformes tout en identifiant ceux liés à la convection profonde. Néanmoins, Mapes and Houze (1993) détectent des nuages cirriformes à des températures très inférieures.

Ainsi, aussi froid que soit un seuil en température, on inclut forcément des amas cirriformes non convectifs dans des statistiques basées sur l'imagerie infrarouge. En outre, le seuil en température ne doit pas être trop restrictif au risque de ne plus être représentatif de la pluviométrie, ce qui n'est pas le but recherché.

Pour cette étude localisée en Afrique de l'ouest (principalement sur le Sahel central), trois seuils ont été retenus:

- Le seuil 253 K (correspondant à une altitude de 8 km environ) est le seuil le plus chaud pouvant être utilisé pour identifier les nuages convectifs sur l'Afrique tropicale et l'océan Atlantique tropical (Duvel, 1989). A ce seuil on peut observer un mélange de cumulonimbus, de cirrus plus ou moins transparents, et de nuages épais dont le sommet se situe dans les niveaux moyens de l'atmosphère (400 hPa environ).
- Le seuil 233 K (correspondant à une altitude de 11 km environ), qui se situe dans la gamme des seuils les plus couramment utilisés pour estimer les pluies associées à la convection profonde dans les tropiques (Arkin, 1979). A ce seuil, le type de nuages observés est un mélange de cumulonimbus et de nuages de type cirrus épais peu transparents.
- Le seuil 213 K (correspondant à une altitude de 14 km environ) est utilisé pour discriminer la convection très profonde. Ce choix a été motivé par les travaux de Jobard and Desbois (1992) qui montrent que sur le Sahel central, la corrélation entre la couverture nuageuse et la pluie est meilleure qu'aux seuils plus chauds habituellement utilisés pour l'estimation des pluies. A ce seuil, on a de fortes chances de n'identifier que la partie convective et la partie stratiforme associée composée de cirrus épais de forte émissivité (Mapes and Houze, 1993). En d'autre terme, le seuil 213 K permet d'identifier la partie la plus active des SCM.

II.2.2 Suivi des systèmes nuageux

S'il existe une zone de recouvrement entre un SCM à l'instant t et un SCM à l'instant $t+dt$ alors il s'agit du même SCM. C'est sur ce simple critère que sont basées les méthodes de suivi de Williams and Houze (1987), Arnaud et al. (1992), Morel et al. (1997) et celle utilisée dans cette étude. Lorsque plusieurs SCM satisfont ce critère, on retient la paire dont la surface de recouvrement est maximum.

La méthode de suivi est appliquée successivement pour les 3 seuils en températures. On s'intéresse uniquement aux systèmes convectifs de méso-échelle dont la taille est supérieure à 5000 km², ce qui correspond à un rayon effectif de 40 km (rayon qu'aurait un cercle de même surface). Il y a deux raisons motivant ce choix :

- Premièrement, la vitesse de propagation des SCM n'excède pas 100 km.h⁻¹. Ainsi, grâce à la haute résolution temporelle utilisée, on a de grandes chances d'avoir une surface de recouvrement avec les SCM de rayon effectif supérieur à 40 km.
- Deuxièmement, par l'application de ce seuil, on évite de nombreux problèmes algorithmiques ; en effet, comme nous le verrons plus loin, le nombre de systèmes augmente exponentiellement à mesure que la taille décroît alors que les surfaces de recouvrement deviennent limitées. La probabilité d'avoir plusieurs SCM satisfaisant le critère de maximum de recouvrement augmente et il devient difficile de traiter tous les cas possibles, même manuellement.

Le filtrage des systèmes nuageux de petite taille implique une erreur sur l'estimation de la couverture nuageuse totale et sur l'estimation de la durée de vie des SCM suivis puisque les dates d'initiation et de dissipation en sont tributaires. De même, des cas de régénérations peuvent ne pas être détectés. Cette situation survient lorsqu'un SCM atteint une taille inférieure à 5000 km² au cours de son cycle de vie. Dans ce cas, on considère qu'il y a deux cycles de vie distincts alors qu'un opérateur manuel aurait pu établir qu'il s'agit du même SCM. Le filtrage sur la taille peut donc induire aussi une erreur sur le nombre de systèmes. Une estimation de ces erreurs sera donnée dans la section II-3.

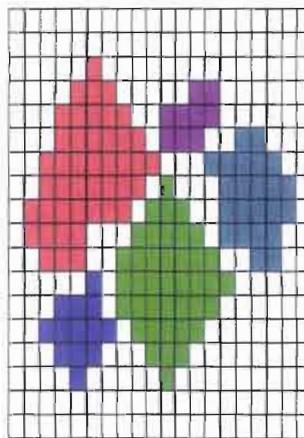


Figure II-1 Connexités détectées en ne considérant que les quatre premiers voisins. Chaque couleur représente un amas numéroté différemment.

Avant de procéder au suivi des SCM, la première étape consiste à les identifier dans une image METEOSAT. La phase d'identification consiste à rechercher les ensembles de pixels connexes dans l'image et à les numérotés. Les huit premiers pixels voisins sont pris en compte lors de la recherche des connexités, ce qui permet de détecter les connexités en diagonale. Une recherche des connexités limitée aux quatre premiers voisins introduirais une erreur sur la couverture nuageuse totale

et sur le nombre de SCM. La **Figure II-1** schématise l'importance que peut avoir le choix de ne considérer que les quatre premiers voisins pour la recherche des connexités. Dans cet exemple, 5 amas différents sont identifiés alors qu'une recherche prenant en compte les huit premiers voisins n'aurait détecté qu'un seul amas. Si maintenant on applique un filtrage sur la taille de chaque amas on peut facilement imaginer l'impact qu'il peut en résulter sur la détermination de la taille des clusters que l'on suit. Dans cet exemple, si l'on élimine les amas de moins de 30 pixels, on perd 35% de couverture nuageuse.

La **Figure II-2** illustre le principe de la méthode de suivi sur une série de quatre pas de temps depuis l'image METEOSAT initiale jusqu'au "produit final" correspondant à ce que l'on peut reconstituer avec les sorties du programme. Les images sont filtrées par l'application du seuil en température, puis, les amas nuageux sont identifiés, numérotés temporairement et ceux de taille inférieure à 5000 km² sont éliminés. On procède alors à l'opération de suivi proprement dite qui fait correspondre les SCM identifiés d'une image sur l'autre. Afin de prendre en compte les différents cas possibles (notamment les séparations et les fusions) une recherche "directe" et "inverse" des correspondances est appliquée. La recherche des correspondances "directe" consiste à identifier le SCM au pas de temps $t+dt$ ayant la surface de recouvrement maximum avec un SCM donné au pas de temps t . La recherche des correspondances "inverse" consiste à identifier le SCM au pas de temps t ayant la surface de recouvrement maximum avec un SCM donné au pas de temps $t+dt$. Lorsque la correspondance entre deux SCM est établie, on lui attribue un numéro définitif (un numéro inutilisé dans le cas d'une naissance, ou le numéro qu'il avait au pas de temps précédent).

La **Figure II-2** montre les différents cas pris en compte par l'algorithme:

- Suivi "normal": le SCM n°6 est identifié sans problème entre le slot 29 et le slot 30 à la fois par la recherche "directe" et "inverse" des correspondances.
- Naissance: entre le slot 29 et le slot 30, la recherche des correspondances "inverse" ne trouve aucun SCM correspondant au SCM n°10. Ce SCM est donc supposé être né durant l'enregistrement du slot 30. On remarque la présence d'amas nuageux dans le slot 29 non filtré, mais ils sont de taille inférieure à 5000 km² et n'ont donc pas été pris en compte par l'algorithme.
- Dissipation: entre les slots 30 et 31, la recherche des correspondances "directe" ne trouve aucun correspondant au SCM n°2. Le SCM n°2 s'est dissipé à ce moment là. On note la présence de petits amas dans le slot 31 non filtré.
- Fusion: entre les slots 30 et 31 les SCM 4 et 6 fusionnent. Arbitrairement, il est décidé que le SCM n°6 disparaît par fusion car il est le plus petit des deux. La différence par rapport au cas de la dissipation spontanée est que la recherche des correspondances "directe" trouve un correspondant au SCM n°6 (en l'occurrence le n°4).
- Séparation: entre les slots 29 et 30, une partie du SCM n°4 se sépare et donne naissance à un nouveau SCM, le n°9. La recherche des correspondances "inverse" indique qu'au pas de temps précédent, ces deux SCM ne faisaient qu'un. Arbitrairement, on décide que le plus petit des deux est celui qui s'est séparé et donc qu'il "naît" à ce moment.

Plusieurs cas peuvent survenir simultanément. L'exemple en est donné entre les slots 29 et 30 où les SCM n°3 et n°5 fusionnent avec le SCM n°4 alors que le SCM n°9 s'en sépare. Il existe un cas non pris en compte par l'algorithme de suivi. Ce cas est illustré dans la **Figure II-2** au slot 31 où le SCM n°5 n'apparaît pas dans l'image reconstituée (SCM n°3, slot 29 constitue aussi un autre cas). Ce SCM se sépare puis fusionne immédiatement au pas de temps suivant, si bien qu'il n'est présent que dans une seule image. Seuls les SCM suivis pendant au moins deux pas de temps consécutifs sont conservés. Comme nous le verrons dans la section II-3, ce genre de cas n'a pas d'incidence en terme de couverture nuageuse et est ainsi négligé dans la version actuelle de l'algorithme.

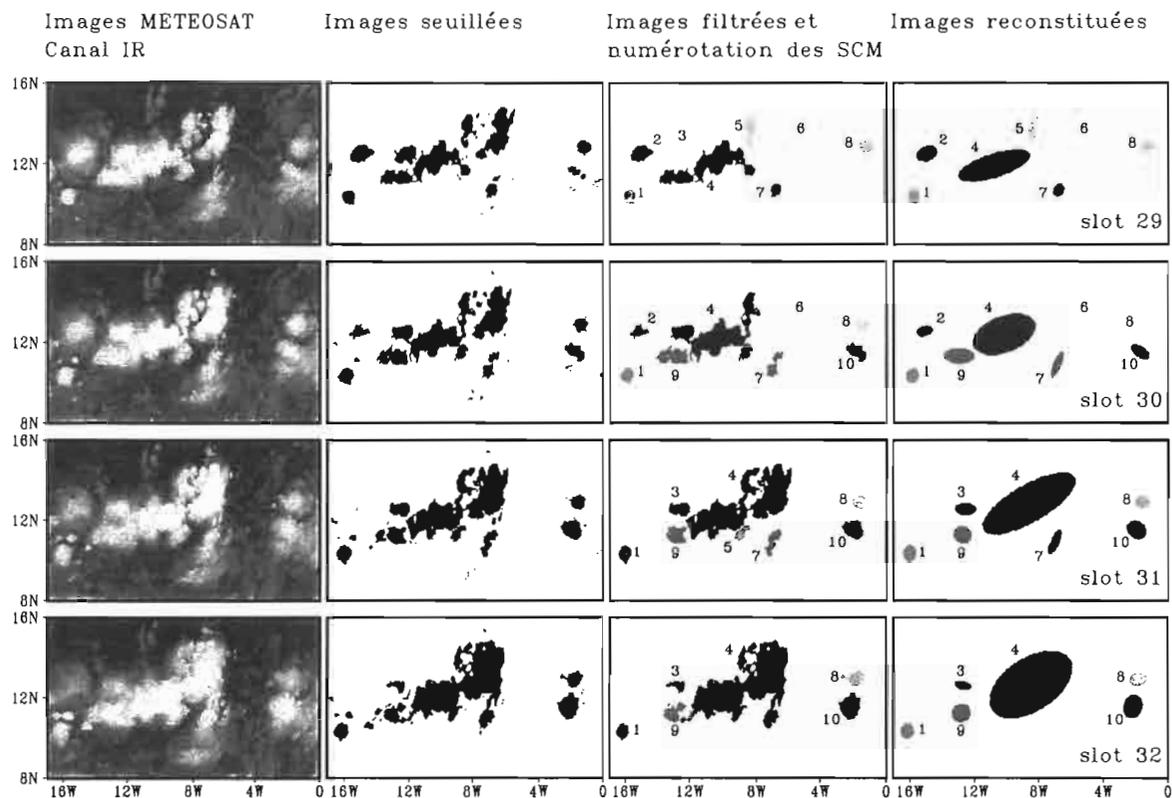


Figure II-2: Illustration de l'algorithme de suivi des SCM pour le seuil 213 K. De gauche à droite, on observe successivement l'image METEOSAT de départ, l'image après l'application du seuil sur les températures de brillances, l'image après le filtrage et la numérotation définitive des SCM (taille supérieure à 5000 km²) et l'image que l'on peut reconstituer à partir des résultats du suivi en modélisant les SCM par des ellipses. De bas en haut on a représenté l'évolution des SCM sur quatre pas de temps consécutifs (slot 29 à 32). L'exemple présenté ici permet d'illustrer tous les cas de figure pris en compte par l'algorithme automatique de suivi.

NOTA BENE:

Un slot correspond à une image METEOSAT. Par exemple, le slot 29 est l'image METEOSAT "full disk" scannée entre 14h00 TU et 14h25 TU, selon la latitude considérée. Il faut ensuite 5 minutes pour préparer l'acquisition de l'image suivante, le slot 29 est donc disponible à 14h30 TU. Notre zone est scannée approximativement entre: 14h30 – 17.5 minutes et 14h30 – 15 minutes. Pour établir cet intervalle, on a tenu compte du temps de scan entre approximativement 20°N et 90°N et du temps nécessaire à la préparation du scan suivant. Dans la pratique, pour le calcul de l'heure locale à une latitude donnée, on retranche 15 minutes et on néglige le temps de scan entre la latitude du point considéré et 20°N (il faut moins de 3 minutes pour scanner la zone).

L'amas n°3 du slot 29 disparaît au slot 30 et réapparaît au slot 31. Afin d'optimiser les calculs, les numéros libres sont réutilisés, ainsi l'amas n°3 du slot 29 est complètement différent de celui du slot 31.

Parallèlement à l'identification et au suivi des systèmes convectifs, un certain nombre de paramètres morphologiques, radiatifs, ou de localisation dans l'espace et le temps sont calculés pour chaque pas de temps et chacun des seuils sur les températures de brillance considérés. Une liste exhaustive est donnée dans l'annexe I.

II.2.3 Gestion des données manquantes

Est-il judicieux ou non d'interpoler le cycle de vie des SCM en cas de données manquantes?

Si l'on s'intéresse au nombre de systèmes, ne pas interpoler va induire une surestimation. Cette surestimation risque d'être d'autant plus importante que l'on travaille avec une résolution temporelle fine, car les chances de comptabiliser plusieurs fois le même SCM sont plus grandes. De plus, si le manque de données ne se produit pas à des dates aléatoires, on risque d'avoir des artefacts dans les distributions dépendantes du temps comme le cycle diurne.

Si l'on s'intéresse à la couverture nuageuse, ne pas interpoler va induire une sous-estimation d'autant plus importante que la résolution temporelle est fine.

Dans la suite de cette section, on décrit dans un premier temps le jeu de données utilisé, puis la méthode d'interpolation employée. A partir d'un jeu de données quasi complet de deux mois, on montrera l'efficacité et l'intérêt de l'interpolation en simulant des données manquantes.

II.2.3.1 Description et critique du jeu de données

II.2.3.1.1 Description générale

On dispose de 10 années de données METEOSAT infrarouge pleine résolution entre 1989 et 1998. Des inhomogénéités existent entre les années. Tout d'abord, la zone d'extraction n'est pas toujours la même. La **Table II-1** montre les diverses zones d'extraction qui ont été traitées. La zone commune entre les 10 années est comprise entre 5N-20N et 20W-20E.

Table II-1: Taille et localisation du point extrême nord-ouest des images extraites dans le référentiel METEOSAT en fonction de l'année. On a ajouté les valeurs approximatives des limites géographiques extrêmes de ces extractions.

	1989	1990-1991	1992	1993-1997	1998
Nombre de lignes	460	460	480	460	460
Nombre de colonnes	940	940	1170	1000	1350
Numéro 1 ^{ère} ligne	1251	1251	1370	1251	1251
Numéro 1 ^{ère} colonne	813	801	681	798	801
Latitudes extrêmes	0°N-20°N	0°N-20°N	5°N-26°N	0°N-20°N	0°N-20°N
Longitudes extrêmes	20°W-20°E	20°W-20°E	29°W-27°E	25°W-20°E	46°W-20°E

La **Table II-2** montre la période durant laquelle les images sont disponibles à l'IRD selon l'année. La période commune sur les 10 années se situe entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre.

Table II-2: Période de disponibilité des images METEOSAT à l'IRD en fonction de l'année

	1989	1990-1991	1992	1993	1994	1995-1998
Premier jour	21/06	11/06	11/06	01/07	16/06	01/06
Dernier jour	14/09	20/09	15/09	30/09	30/09	30/09

La limitation de la saison disponible ne permettra pas d'étudier complètement le cycle saisonnier bi-modal des régions au sud de 10N.

II.2.3.1.2 Images manquantes

La **Figure II-3** montre le pourcentage d'images manquantes selon l'année considérée. Les manques dans le jeu de données proviennent de diverses origines:

- Entre 1989 et 1992, les données étaient stockées sur des bandes magnétiques. Certaines cassettes détériorées ont entraîné une perte de plusieurs images consécutives (typiquement 24 images).
- Entre 1992 et 1997, les images METEOSAT ont été réceptionnées et archivées à UTIS. Des slots impairs sont systématiquement absents pour permettre l'acquisition d'images d'autres canaux. Les années 1993 et 1994 sont les plus touchées avec 5 slots manquants par jour (slots 1,13,23,25,37).
- La station de réception UTIS est tombée en panne (1995, 10 jours consécutifs manquent entre le 07/07 et le 17/07).
- La qualité des images n'est pas toujours suffisamment bonne (plusieurs lignes défectueuses au sein d'une même image).
- A la fin de l'été, quelques images manquent systématiquement autour de minuit à cause du phénomène d'éclipse.

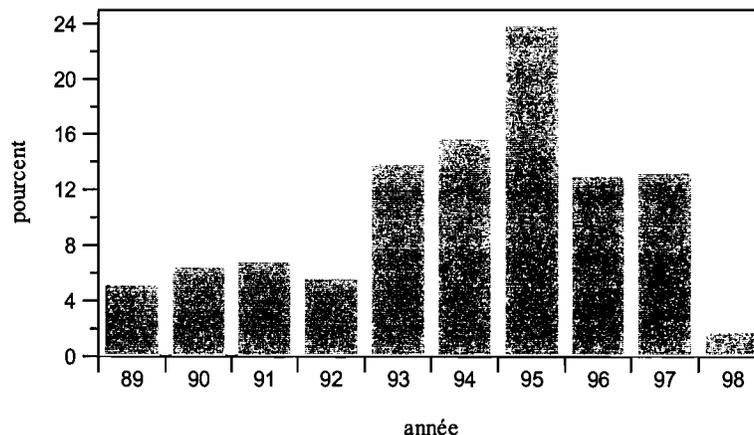


Figure II-3: Pourcentage d'images manquantes par année au pas de temps de 30 minutes.

La **Figure II-3** montre les disparités interannuelles du jeu de données. L'année 1995 ressort particulièrement en raison de 10 jours consécutifs d'images manquantes en juillet. Les années 1993 à 1997 comportent plus de 10% d'images manquantes en raison de l'acquisition d'images dans d'autres canaux.

La **Figure II-4** illustre les manques systématiques d'images liés à l'acquisition de données dans d'autres canaux et au phénomène d'éclipse. Ces manques systématiques risquent de biaiser les distributions dépendantes du temps, notamment à l'échelle intra journalière (cycle diurne). L'utilisation d'une procédure d'interpolation se justifie donc pleinement. Nous avons envisagé de faire tourner l'algorithme de suivi uniquement sur les slots pairs pour éviter de biaiser le cycle diurne. Une évaluation des performances de l'algorithme de suivi incluant la procédure d'interpolation décrite dans

la section suivante (non montré) indique que les résultats ne sont pas meilleurs et qu'il vaut donc mieux utiliser l'ensemble du jeu de données au pas de temps de 30 minutes.

A l'échelle de la saison, mis à part en 1995 où il manque 10 jours de données consécutivement au cœur du mois de juillet, aucun manque supérieur à une journée n'est observé.

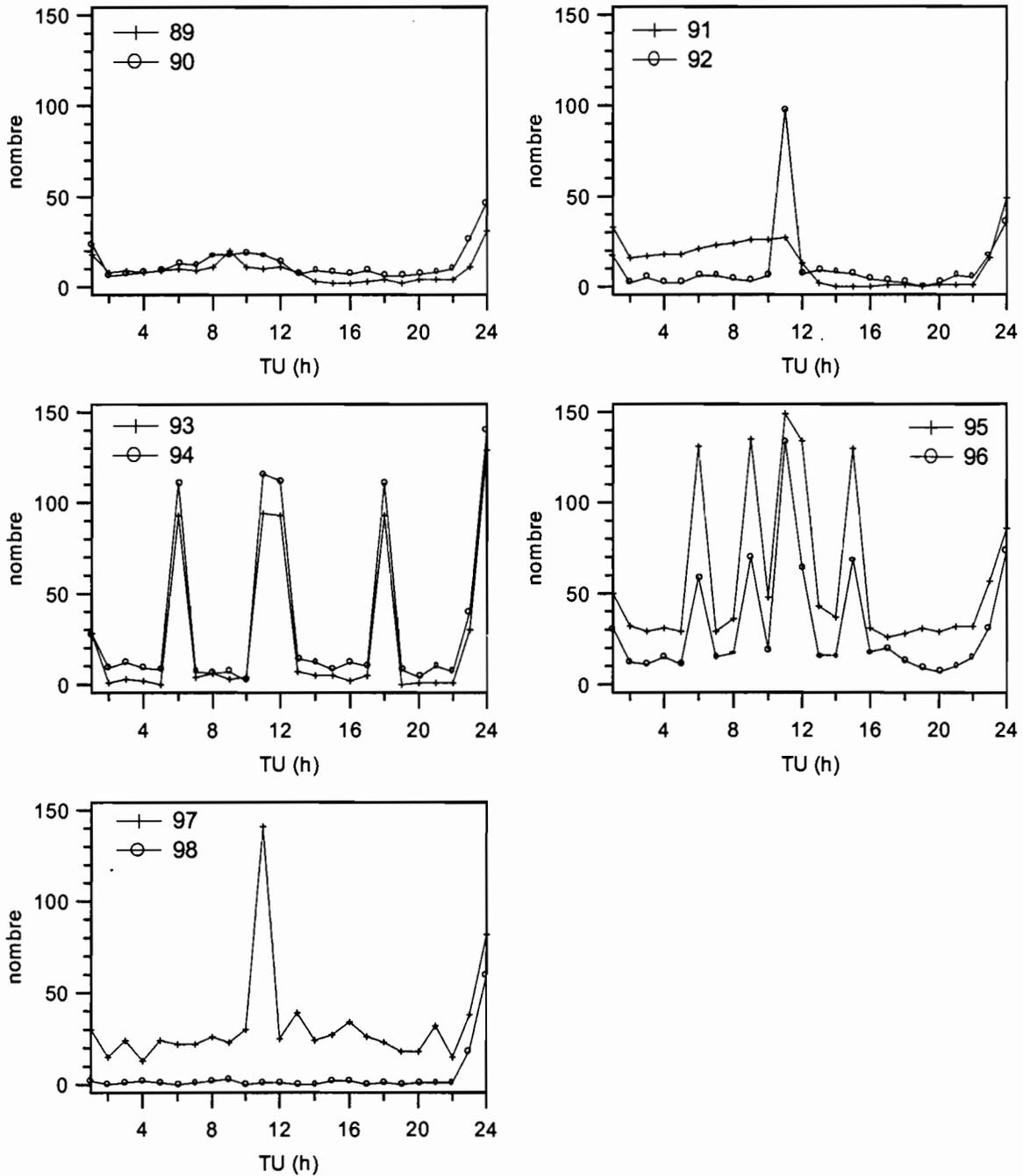


Figure II-4: Nombre d'images manquantes en fonction de l'heure TU pour les 10 années considérées. Pas de temps de 30 minutes ré-échantillonné par heure.

II.2.3.2 Principe de l'interpolation utilisée

Comme nous le verrons dans la section suivante, l'interpolation des paramètres en cas de données manquantes est un des points forts de la méthode utilisée. L'interpolation en elle-même n'est qu'une simple interpolation linéaire. Toute la difficulté est dans la recherche des correspondances entre les SCM lorsqu'il manque une ou plusieurs images. Dans un premier temps, on s'est contenté de laisser le soin au processus de recouvrement d'établir les correspondances entre les SCM moyennant toute une batterie de tests pour rejeter les cas douteux. Cette façon de procéder revenait tout simplement à utiliser le programme de suivi avec des données à résolution temporelle dégradée. Machado et al. (1998) montrent que les méthodes de recouvrement fonctionnent bien pour les SCM de grande taille (typiquement 100 km de rayon effectif) avec une résolution temporelle de 3 heures. Le fait est que le processus d'interpolation sous cette forme fonctionnait généralement bien pour les SCM de grande taille. En revanche, très peu d'interpolations étaient réalisées pour les SCM de taille réduite. Ce constat était d'autant plus vrai lorsque la durée du manque d'images était grande. L'interpolation des SCM de grande taille permet de récupérer une part importante de la couverture nuageuse perdue, mais, le nombre de SCM suivis reste quant à lui fortement biaisé car les SCM de taille réduite sont très nombreux. Une autre procédure d'interpolation, dont le principe est décrit dans cette section, a donc été mise au point. L'idée de base est de générer les images manquantes en tenant compte de la vitesse et de la direction de propagation des SCM avant le manque d'images. Il faut cependant prendre un certain nombre de précautions pour éviter de commettre des erreurs grossières:

- Limitation du nombre d'images manquantes. Pour les SCM de rayon effectif inférieur à 100 km, la durée du manque de données est limitée 2h30. Pour les SCM de rayon effectif supérieur à 100 km, cette durée est fixée à 5 heures. Les manques de données supérieurs à 2h30 sont relativement rares et, le cas échéant, sont de l'ordre de la demi journée. Des seuils plus élevés auraient pu être testés, mais cela n'aurait pas eu de conséquences nettes compte tenu des données dont nous disposons.
- Si la vitesse du SCM avant le manque d'images est supérieure à 80 kmh^{-1} , on affecte arbitrairement une vitesse de 50 kmh^{-1} au SCM. Cette vitesse de 50 km.h^{-1} correspond approximativement à la vitesse moyenne des SCM sur la région. Un tel cas peut survenir lors de changements morphologiques importants du SCM (par exemple, en cas de fusion de plusieurs SCM).
- Si le SCM naît juste avant le manque d'image, on lui affecte arbitrairement une vitesse de 50 kmh^{-1} et une direction de propagation plein ouest (les SCM se propageant généralement vers l'ouest).
- Si le produit $\text{taille} \times \tau$, où τ est le taux d'accroissement avant le manque d'images, est inférieur à 5000 km^2 alors on ne fait pas d'interpolation pour ce SCM.

Lorsque les critères précédents sont vérifiés, les SCM sont déplacés en fonction de la vitesse et de la direction qu'ils avaient avant le manque de données ou de celles qu'on leur attribue le cas échéant. Lors de cette opération, la taille et la forme qu'ils avaient sont conservées. Les images ainsi générées sont réinjectées dans la procédure de suivi. Cette technique permet d'identifier les correspondances entre les SCM lors des manques de données. Une fois l'identification réalisée, on applique un ultime test dont le but est de rejeter les cas où la différence de taille avant et après le manque de données est irréaliste. Pour que l'identification soit validée il faut que:

$$\text{Min}(R_b, R_a) > d / (N + 1)$$

où R_a et R_b sont les rayons effectifs du SCM avant et après le manque d'images, d est la distance séparant les centres de masse et N est le nombre d'images manquantes.

Les paramètres de localisation et les paramètres morphologiques sont ensuite interpolés linéairement. On note que **le cycle de vie d'un SCM ne peut être interpolé que si ce dernier existe avant et après le manque de données.**

II.2.3.3 Evaluation de l'efficacité de l'interpolation

Afin d'évaluer les performances de la méthode d'interpolation utilisée, on va simuler les manques d'images à partir du jeu de données de 1998. Ce jeu est quasiment complet entre le 1^{er} juin et le 31 août (6 images manquantes). La **Figure II-4** fait apparaître trois catégories de données manquantes:

- L'année 1994 est caractérisée essentiellement par cinq slots par jour manquant systématiquement.
- Le cas 1997 est caractérisé par 1 slot manquant systématiquement et un nombre relativement important d'images absentes à des dates aléatoires.
- Le cas 1996 est un cas intermédiaire par rapport aux deux cas précédents.

Les années 1989 à 1991 sont peu concernées par les interpolations car les manques sont généralement de l'ordre de la demi-journée.

Les résultats suivants sont établis entre le 1^{er} juillet et le 31 août en échantillonnant le jeu d'images pleine résolution (30 minutes) de l'année 1998 de façon à reproduire les manques de données de 1994, 1996 et 1997. La zone de test est comprise entre 0°N et 20°N et entre 20°W et 20°E.

Les résultats en terme de couverture nuageuse au seuil 253 K sont illustrés par la **Figure II-5** (sans interpolations) et la **Figure II-6** (avec interpolations). La couverture nuageuse est reconstituée en modélisant les SCM par des ellipses. Lorsque la procédure d'interpolation n'est pas utilisée, on sous-estime sensiblement la couverture nuageuse. Ces sous-estimations sont particulièrement visibles au niveau des maxima principaux et à l'ouest du méridien origine dans la bande 10°N-15°N. En revanche, l'utilisation de la procédure d'interpolation permet d'obtenir des distributions très proches de la distribution réelle (**Figure II-6**). La meilleure correspondance avec la référence est obtenue en 94 et 97. Une légère sous-estimation apparaît au niveau des principaux maxima. Ces pertes de couverture nuageuse sont liées aux cas où l'on n'a pas pu interpoler (cf. paragraphe II.2.4.2). Avec le jeu de 1996, la sous-estimation est plus importante, notamment au niveau de la côte Guinéenne et autour du méridien origine. La conjugaison d'absences de données systématiques importantes avec des manques aléatoires plus nombreux conduit en moyenne à une augmentation de la durée des trous dans le jeu de données. Une augmentation de la durée des manques peut induire un moins bon fonctionnement de la procédure d'interpolation.

La **Figure II-7** est identique à la **Figure II-5** mais pour le seuil 213 K. La sous-estimation issue des données manquantes est visible au niveau des maxima principaux et surtout dans la bande Sahélienne (10°N-15°N) où se concentre la convection profonde (cf chapitre III). On note que les pertes associées aux manques de données sont moins visibles qu'au seuil 253 K, probablement parce que la probabilité d'observer un amas à 213 K est plus faible qu'à 253 K. La **Figure II-8** montre que la procédure d'interpolation est aussi efficace au seuil 213 K. Il y a toujours une plus forte sous-estimation en 1996, mais beaucoup moins prononcée qu'au seuil 253 K.

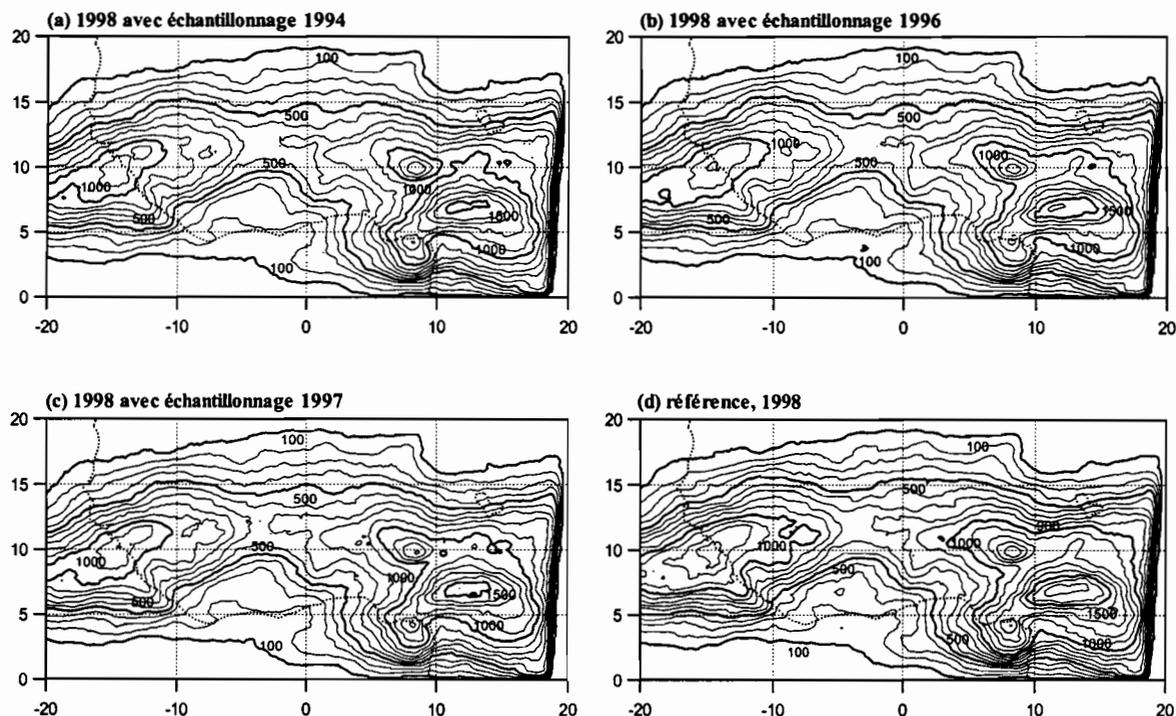


Figure II-5: Couverture nuageuse à 253 K sans utiliser la procédure d'interpolation. La couverture nuageuse est reconstituée à partir des sorties du programme de suivi en modélisant les SCM par des ellipses. A partir du jeu de données 1998 on a simulé les manques de données de 1994 (a), 1996 (b) et 1997 (c). La référence 1998 correspond au graphe (d). L'intervalle de contourage est de 100 et les contours annotés sont épaissis.

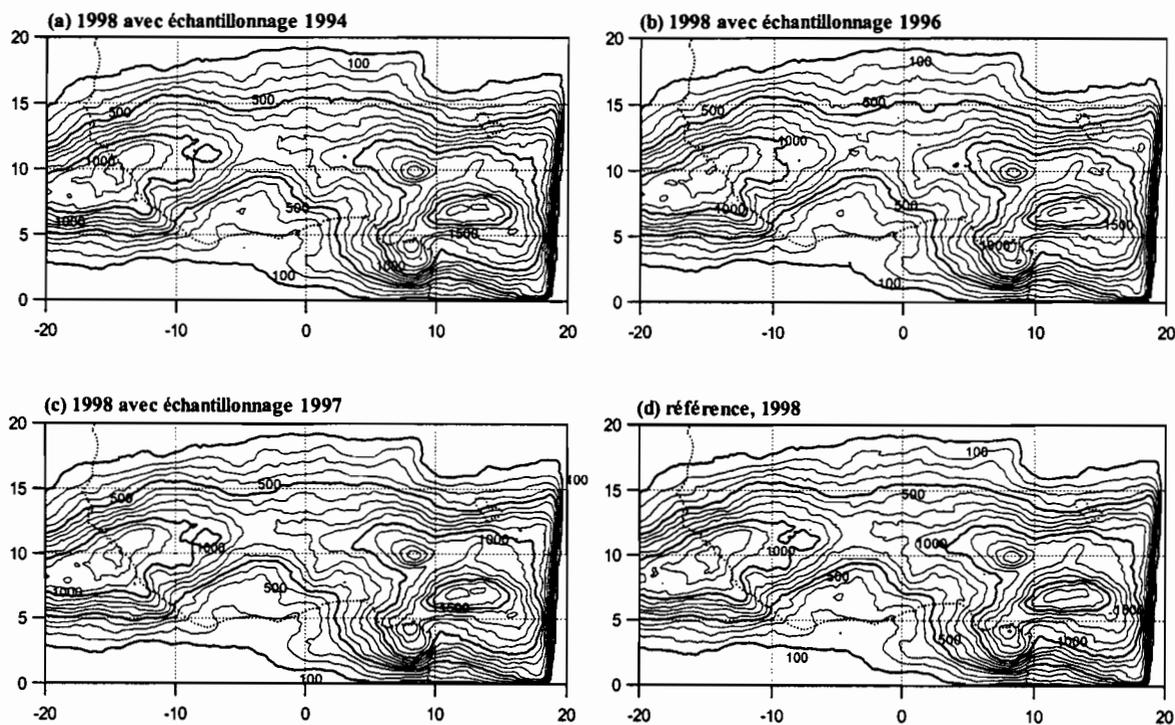


Figure II-6: idem Figure II-5 en utilisant la procédure d'interpolation.

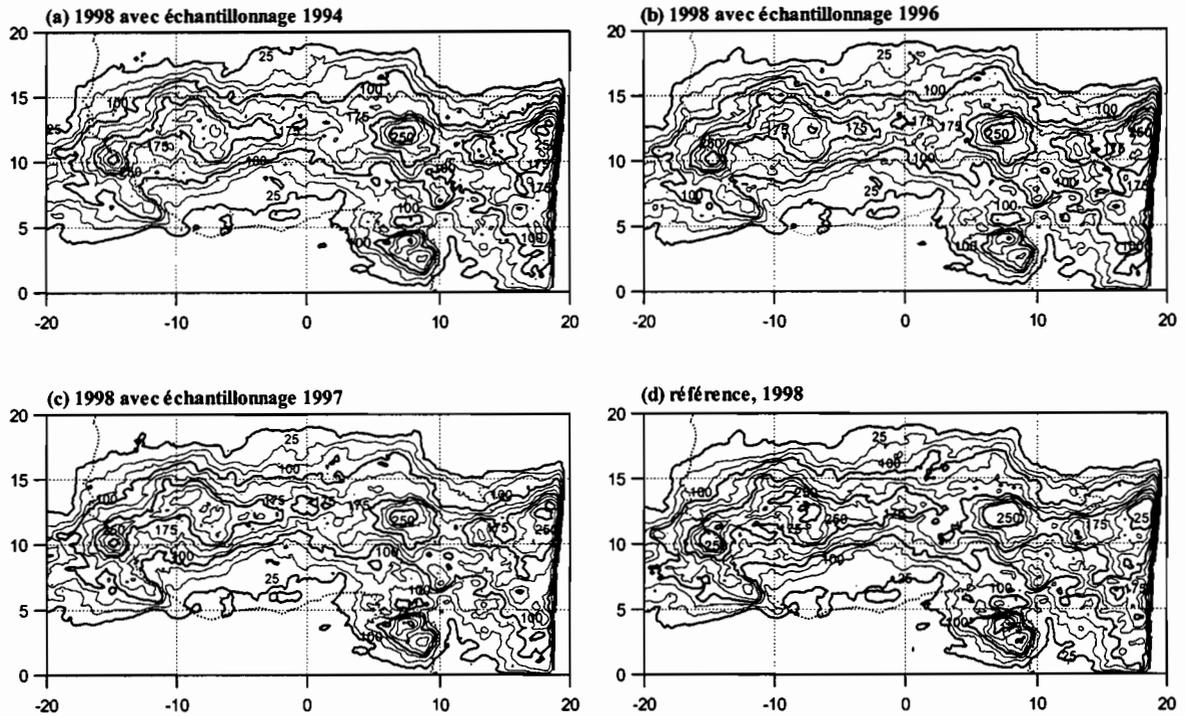


Figure II-7: Couverture nuageuse à 213 K sans utiliser la procédure d'interpolation. La couverture nuageuse est reconstituée à partir des sorties du programme de suivi en modélisant les SCM par des ellipses. A partir du jeu de données 1998 on a simulé les manques de données de 1994 (a), 1996 (b) et 1997 (c). La référence 1998 correspond au graphe (d). L'intervalle de contourage est de 25 et les contours annotés sont épaissis.

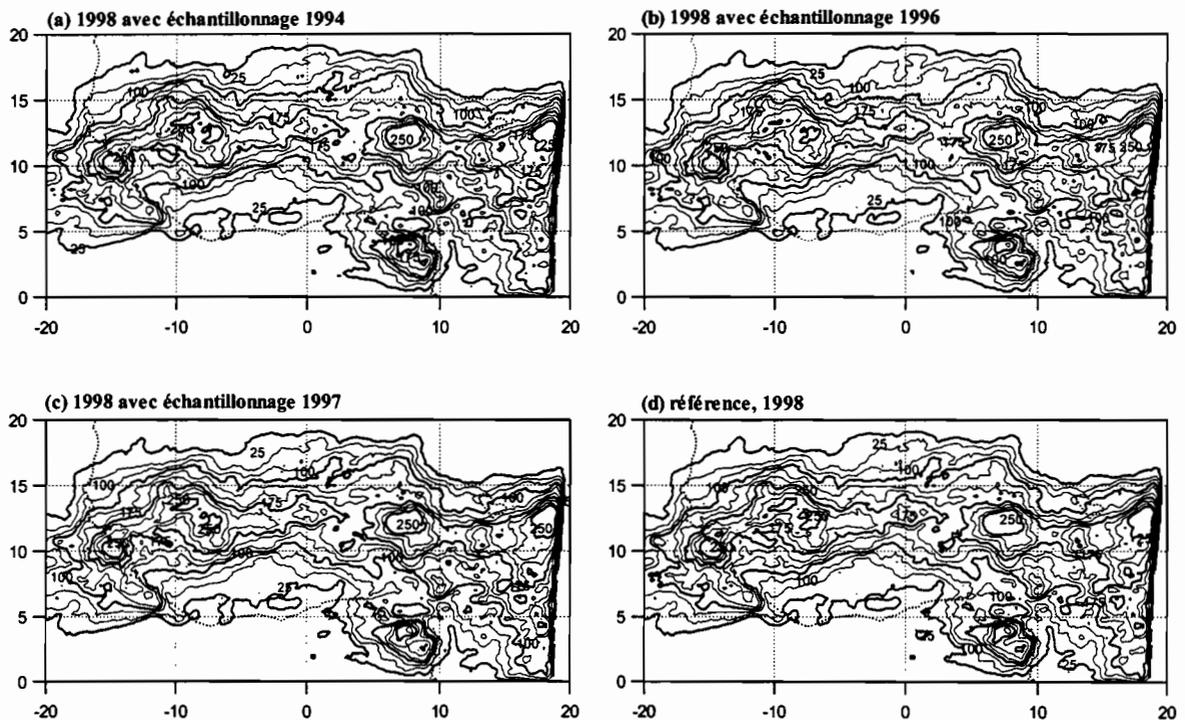


Figure II-8: idem Figure II-7 en utilisant la procédure d'interpolation.

Les manques de slots systématiquement aux mêmes heures risquent d'introduire un biais sur le cycle diurne de la couverture nuageuse. La **Figure II-9** montre le cycle diurne de la couverture nuageuse obtenu en utilisant ou en n'utilisant pas la procédure d'interpolation. Sans la procédure d'interpolation, le cycle diurne de la couverture nuageuse est très biaisé. Les pertes de couverture nuageuse peuvent atteindre jusqu'à 30% de la valeur réelle. L'efficacité de la procédure d'interpolation est en revanche assez spectaculaire avec une erreur inférieure à 5% quelque soit le seuil considéré. En outre, la **Figure II-9** ne montre plus de biais important au niveau de l'allure du cycle diurne de la couverture nuageuse dès lors que la procédure d'interpolation est utilisée. Comme pour les distributions spatiales montrées précédemment, on observe de moins bons résultats en 96 et les différences observées (relatives et absolues) sont moins importantes à 213 K qu'à 253 K.

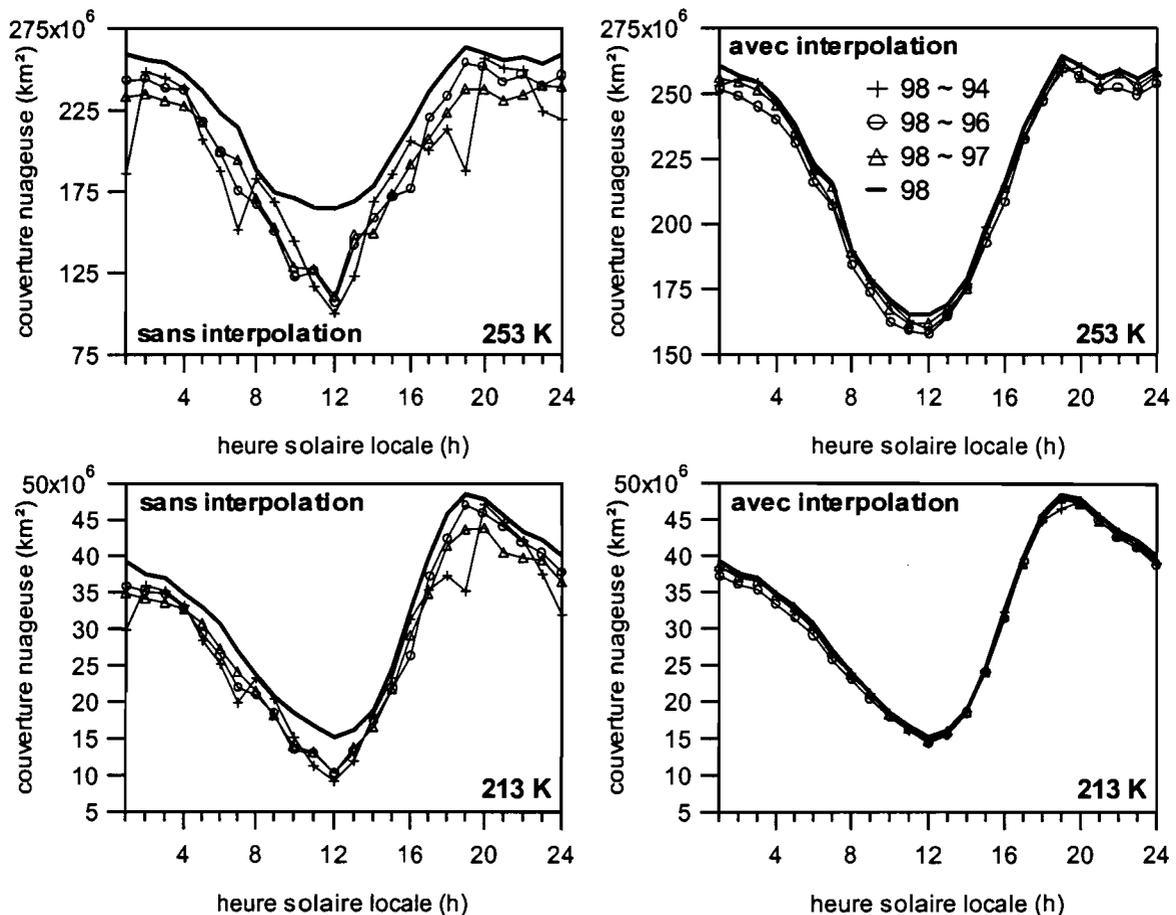


Figure II-9: Variations diurnes de la couverture nuageuse aux seuils 253 K et 213 K. Les manques d'images de 94, 96 et 97 ont été simulés sur le jeu de 98. La fréquence des images est de 30 minutes mais la couverture nuageuse est ré-échantillonnée par heure.

Une étude similaire a été menée sur le nombre de SCM suivis. Les résultats sont illustrés par la **Figure II-10** pour les seuils 253 K et 213 K. Le début des cycles de vie (initiations, séparations etc...) est pris comme référence temporelle. Sans interpolation, le cycle diurne du nombre de débuts de cycle de vie est inexploitable et traduit principalement les manques de données (notamment avec l'échantillonnage de 1994). Le nombre est largement surestimé du fait qu'à chaque manque de données les cycles de vie sont scindés en deux. En revanche, après interpolation, les résultats obtenus deviennent très réalistes même si des erreurs importantes demeurent. L'erreur maximum est de 31%, mais d'une manière générale les erreurs sont inférieures à 10% quelque soit le seuil. Au seuil 253 K, l'erreur est maximale vers 11H00 heure solaire du fait des slots manquants à 11h30 TU et 12h30 TU. On n'observe pas d'impact significatif au seuil 213 K autour de 11h00 heure solaire car la convection

profonde est minimale à ce moment de la journée (Desbois et al. 1988). En revanche, en fin de journée, lorsque la convection est maximale, on observe un biais au seuil 213 K lié au slot de 19h30 TU.

On note que la procédure d'interpolation a une tendance à sous-estimer. Ceci est essentiellement lié au fait que l'interpolation n'est pas capable de prévoir les naissances, les dissipations, les fusions et les séparations.

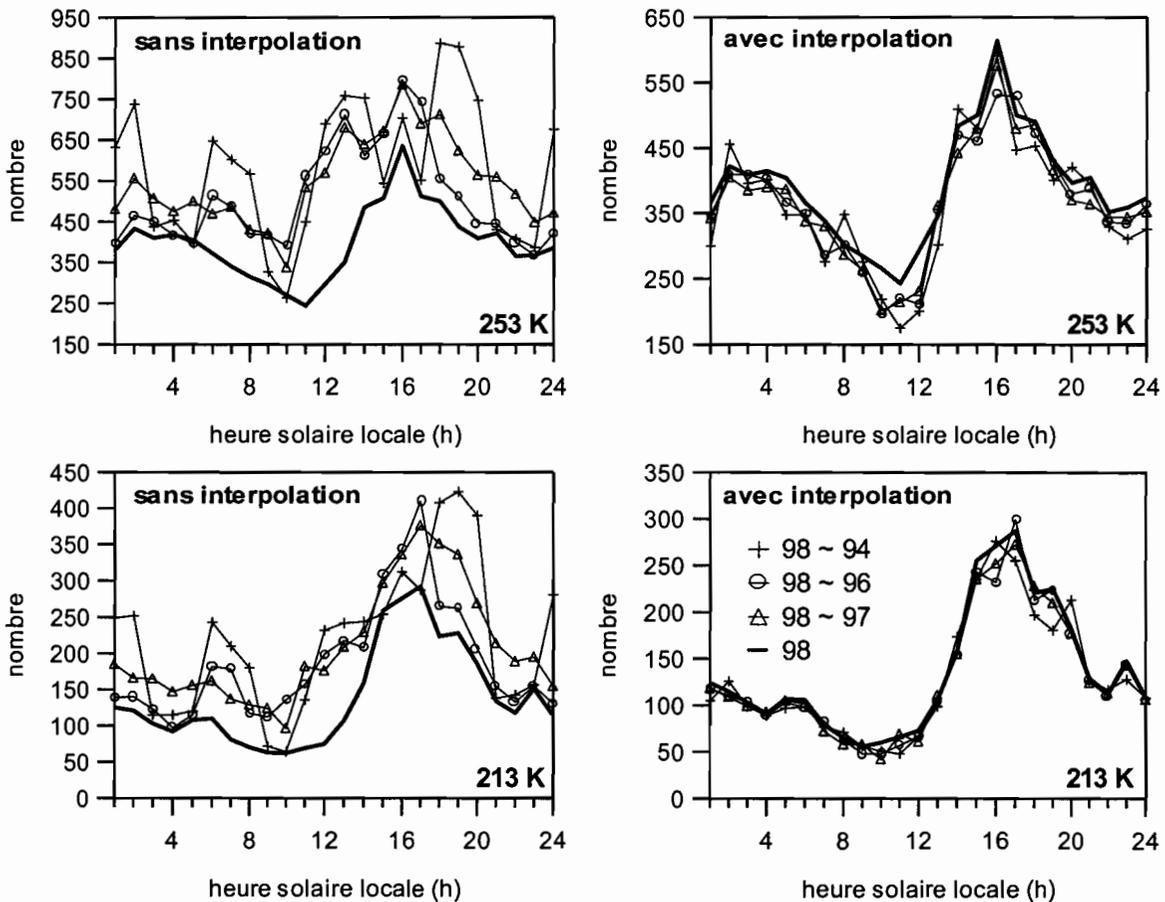


Figure II-10: Variations diurnes du nombre de SCM aux seuils 253 K et 213 K. Les manques d'images de 94, 96 et 97 ont été simulés sur le jeu de 98. Le début du cycle de vie des SCM est pris comme référence temporelle.

Le sectionnement des cycles de vie lié aux images manquantes est aussi susceptible d'influer largement sur les distributions dépendantes de la durée de vie des SCM. La **Figure II-11** montre l'erreur relative à la référence 98 commise sur la distribution du nombre de SCM en fonction de la durée de vie aux seuils 253 K et 213 K et selon que l'on utilise ou non la procédure d'interpolation. La résolution en abscisse est de 12 heures. Ainsi, la première classe contient les SCM de durée de vie comprise entre une heure et douze heures.

Sans interpolation, les résultats sur ce type de distribution sont totalement inexploitable. La procédure d'interpolation permet d'obtenir des résultats très réalistes. Au seuil 253 K, l'erreur relative due à la structure du jeu de données est inférieure à 10 % pour chaque classes de durées de vie. Par contre, au seuil 213 K, l'erreur relative pour les SCM de durée de vie supérieure à 24 heure dépasse largement 10 %. Il faut préciser qu'au seuil 213 k le nombre de SCM de durée de vie supérieure à 24 heures est faible (cf chapitre III) ce qui tend à générer des erreurs relatives fortes.

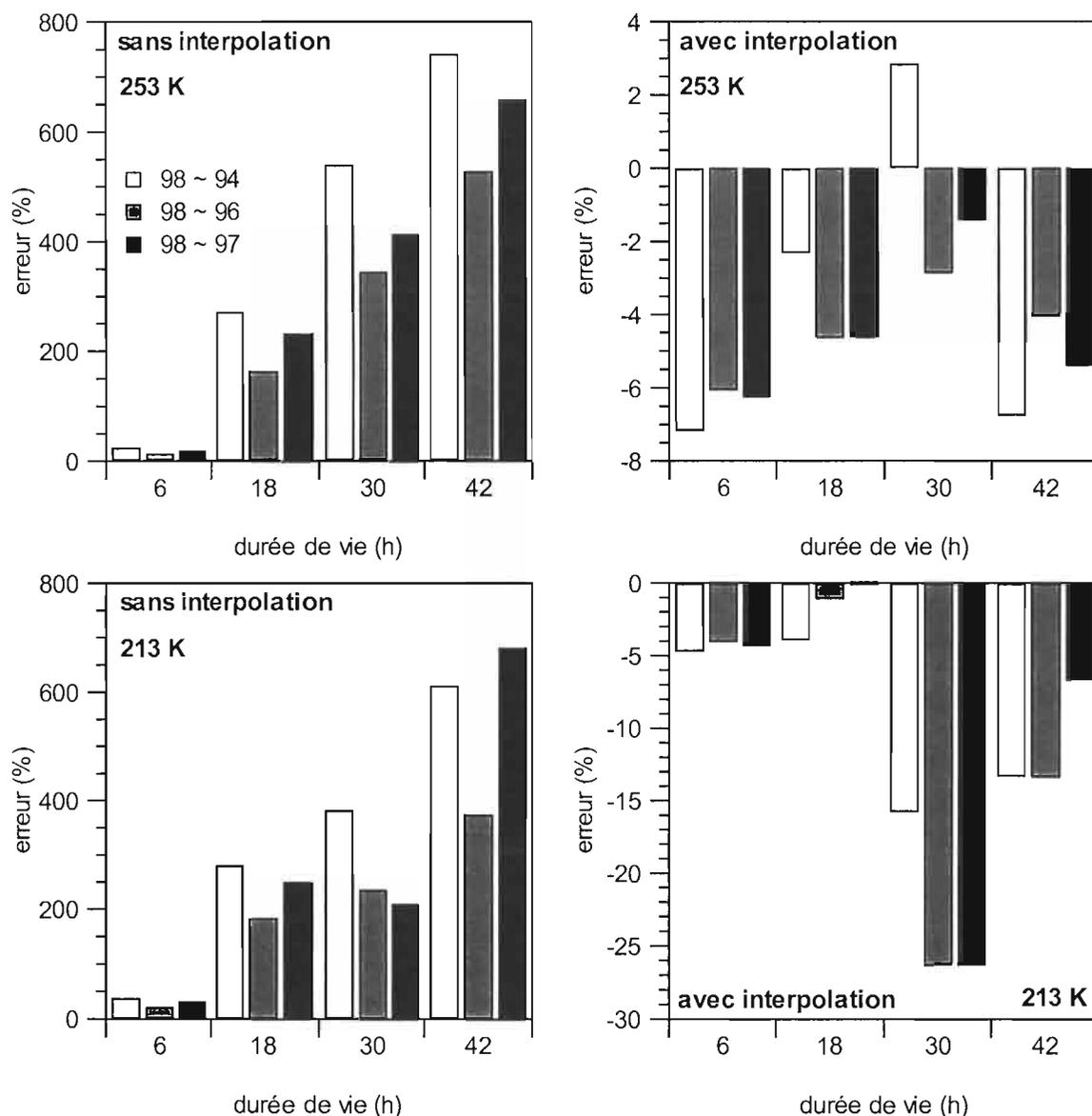


Figure II-11: Erreur relative à la référence (1998, %) sur le nombre de SCM en fonction de la durée de vie (h) pour les seuils 253 K (graphes du haut) et 213 K (graphes du bas). Les manques d'images de 94, 96, 97 ont été simulés sur le jeu quasi complet de 1998. La procédure d'interpolation n'est pas utilisée pour les graphes de gauche. La résolution en abscisse est de 12 heures, ainsi la première classe contient les SCM de durée de vie comprise entre 1 heure et 12 heures.

Cette section a démontré que la **procédure d'interpolation est indispensable à une estimation correcte du nombre de SCM**. Les erreurs sur le nombre de SCM peuvent néanmoins être importantes selon le type de distribution que l'on souhaite étudier. En outre, la **procédure d'interpolation permet d'obtenir une couverture nuageuse très proche de celle que l'on observerait avec un jeu de données parfait**.

II.3 Evaluation de la méthode de suivi

Dans la section précédente, l'erreur liée à la disparité du jeu de données a été discutée. Dans cette section, il s'agit de quantifier les pertes de couverture nuageuse associées au filtrage des SCM de taille inférieure à 5000 km² et d'évaluer l'incertitude sur la durée de vie des SCM et sur leur nombre. **Pour éviter de mélanger les effets dus à la qualité du jeu de données, les résultats présentés dans cette section sont systématiquement établis à partir des données de 1998 entre le 1^{er} Juin et le 31 août sur la zone comprise entre 0°N et 20 °N et 20°W et 20°E.** Le jeu de données de 1998 étant quasi complet sur cette période, l'effet des interpolations est négligeable.

II.3.1 Estimation de l'erreur sur la durée de vie des SCM

Pour évaluer l'erreur sur la durée de vie des SCM liée au filtrage des amas nuageux de taille inférieure à 5000 km², on va prolonger le cycle de vie des SCM jusqu'à une taille de un pixel. La **Figure II-13** illustre le principe utilisé pour prolonger le suivi des SCM au seuil 213 K en utilisant les

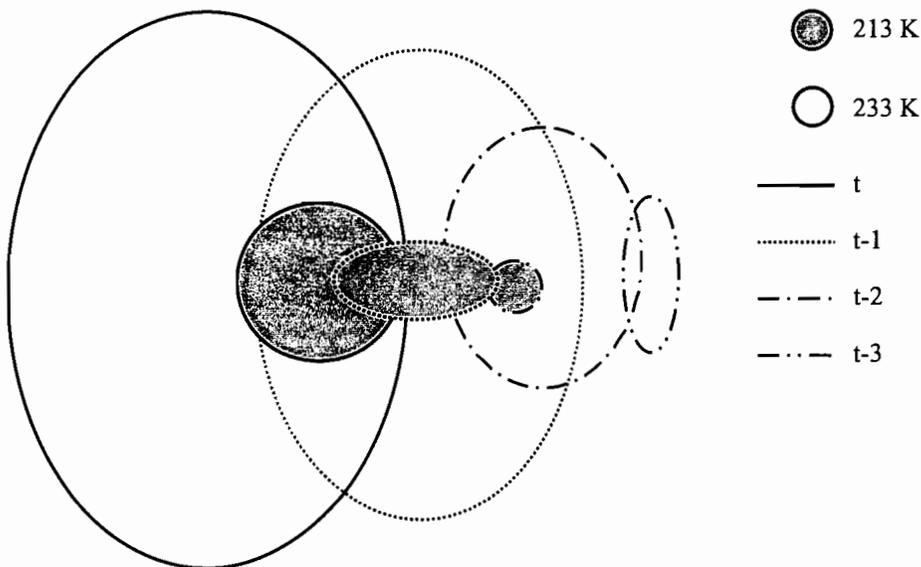


Figure II-13: Illustration du principe de prolongation du suivi au seuil 213 K. Les ellipses en grisé correspondent aux cellules au seuil 213 K incluses dans le SCM à 233 K (transparent). A chaque pas de temps on utilise un trait de contour différent. Le pas de temps t correspond au moment où le SCM au seuil 213 K commence à être détecté par la procédure de suivi (taille supérieure à 5000 km²). Le pas de temps t-3 correspond, pour cet exemple, au moment où le SCM au seuil 233 K commence à être détecté par la procédure de suivi.

informations sur les cellules convectives (amas nuageux au seuil 213 K inclus dans le SCM à 233 K, cf **Figure 1**, annexe I) issues du suivi au seuil à 233 K. Notons que ce principe est aussi applicable au seuil 233 K en utilisant les informations sur les cellules convectives issues du suivi au seuil 253 K.

Pour prolonger le suivi à un seuil donné, on utilise les informations au seuil plus chaud concernant la taille et la position des cellules convectives. Cette démarche suppose que le SCM au

seuil plus chaud, correspondant à l'instant t au SCM dont on souhaite prolonger le cycle de vie, reste le même aux pas de temps précédents. L'exemple de la **Figure II-13** montre la prolongation du cycle de vie aux pas de temps précédents l'initiation détectée par l'algorithme de suivi opérationnel. Le terme initiation désigne uniquement la naissance "spontanée" d'un SCM car lorsqu'un début de cycle de vie découle d'une division il n'y a pas lieu de vouloir le prolonger aux pas de temps précédents. Une prolongation aux pas de temps suivant la détection d'une dissipation repose sur des principes identiques à la différence que si le SCM au seuil plus chaud fusionne avec un autre SCM, c'est ce dernier qui sera considéré pour les pas de temps suivants. On différencie ici aussi la fin d'un cycle de vie par dissipation de celle liée à une fusion. Dans ce dernier cas il n'y a pas lieu de vouloir prolonger le cycle de vie aux pas de temps suivants.

La prolongation du cycle de vie des SCM se réduit ainsi au suivi des cellules convectives. Les informations sur les cellules convectives se limitent normalement aux cinq plus grosses cellules par souci d'économie de place. Pour cette étude, on a collecté exceptionnellement les informations sur les 10 plus grosses cellules convectives. Cette limitation à 10 cellules peut être un problème si le nombre de cellules est supérieur à dix. Cependant, on peut calculer que dans 100% des cas de naissances ou de dissipations détectés au seuil 213 K, le SCM fait partie des 10 plus grosses cellules convectives du SCM correspondant au seuil plus chaud. Au seuil 233 K, ce chiffre est de 99.5%. En outre, la **Figure II-14** nous renseigne sur le bien fondé de se limiter à 10 cellules convectives. Dans le cas d'une naissance d'un SCM au seuil 213 K, cette figure montre que la 10^{ème} cellule de l'amas nuageux correspondant au seuil plus chaud est inférieure à 10 pixels (resp. 60 pixels) avec une probabilité proche de 90% (resp. 100%) sur la durée comprise entre le moment de la naissance et les 2h30 précédentes. Ceci est aussi vrai dans le cas d'une dissipation au même seuil en température. En revanche, au seuil 233 K, ce score chute aux alentours de 75% (resp. 90%) pour une taille inférieure à 10 pixels (resp. 60 pixels).

Par rapport à ce qui peut être fait manuellement, le prolongement du cycle de vie d'un SCM par un suivi automatique des 10 plus grosses cellules convectives devrait donc aboutir à des résultats satisfaisants.

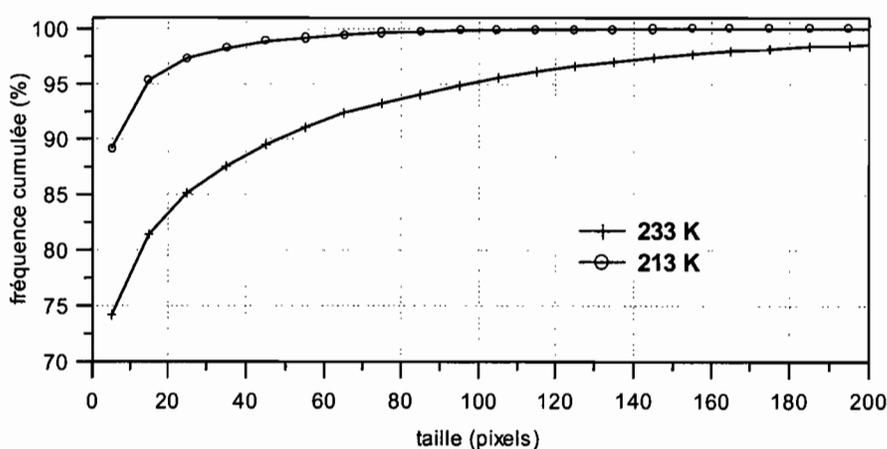


Figure II-14: Probabilité d'observer une 10^{ème} plus grosse cellule convective de taille inférieure à un seuil donné. Ce calcul est valable sur la durée comprise entre le moment de l'initiation et les 2h30 précédentes ou celle comprise entre le moment de la dissipation et les 2h30 suivantes.

A l'exception des critères d'identification et de fin de suivi, le principe de suivi des cellules convectives est identique à l'algorithme opérationnel décrit dans la section précédente. La **Table II-3** résume ces différences. Notons que si l'on souhaite prolonger le cycle de vie d'un SCM aux pas de temps précédents sa naissance, il suffit de remplacer " $t+dt$ " par " $t-dt$ " dans les équations indiquées dans la table. Dans l'algorithme de suivi opérationnel, la naissance d'un SCM est détectée lorsqu'il n'existe aucun SCM au pas de temps précédent qui ait une surface de recouvrement avec lui.

Table II-3: Comparaison des critères de base utilisés par l'algorithme de suivi opérationnel avec ceux utilisés par les deux variantes de l'algorithme d'extension du suivi testées. SDR correspond à la surface de recouvrement de deux SCM entre deux pas de temps consécutifs. DCG correspond au déplacement du centre géométrique d'une cellule convective entre deux pas de temps consécutifs t et $t+dt$. $R(t)$ est le rayon effectif de la cellule convective au pas de temps t .

	algorithme opérationnel	algorithme d'extension (1)	algorithme d'extension (2)
correspondance possible	$SDR > 0$	$DCG < R(t) + R(t+dt)$	$DCG < R(t) + R(t+dt)$
unicité	$\max(SDR)$	$\min(DCG)$	$\min((R(t) - R(t+dt)) / (R(t) + R(t+dt)))$

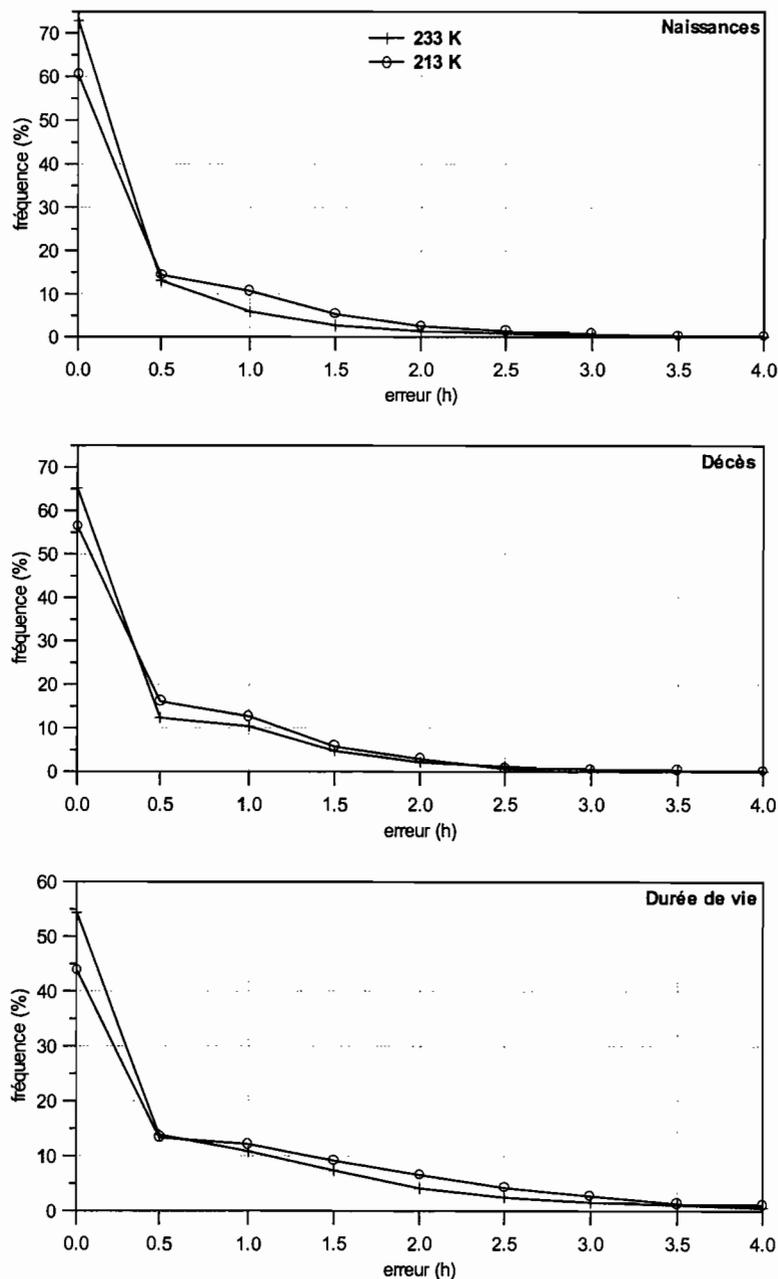


Figure II-15: fréquence de l'erreur commise sur la date de naissance, la date de décès et la durée de vie des SCM. L'erreur est estimée à partir des résultats de l'algorithme d'extension décrit dans le texte.

Le principe est identique pour la détection des dissipations. Par analogie, l'algorithme d'extension interdit toute correspondance entre une cellule convective au pas de temps t et une cellule convective au pas de temps $t+dt$ si le déplacement du centre géométrique correspondant est supérieur à la somme des rayons effectifs de la cellule au pas de temps t et de la cellule au pas de temps $t+dt$. Lorsqu'il existe plusieurs SCM au pas de temps $t+dt$ ayant une surface de recouvrement avec le SCM considéré au pas de temps t , l'algorithme de suivi courant considère la paire qui correspond au maximum de recouvrement. Par analogie, lorsque plusieurs cellules convectives à $t+dt$ peuvent correspondre à la cellule convective considérée à l'instant t , l'algorithme d'extension choisit la paire qui correspond au déplacement minimum du centre géométrique. Une variante a aussi été testée en utilisant le minimum de variation de taille. Les résultats des deux méthodes d'extension du suivi donnent des résultats très similaires.

En appliquant la méthode décrite précédemment, on peut prolonger les cycles de vie des SCM obtenus par l'algorithme courant jusqu'à une taille de un pixel dans la grande majorité des cas. On va donc pouvoir estimer l'erreur sur la durée de vie des SCM liée au filtrage des amas nuageux de petite taille. On va aussi pouvoir estimer l'erreur sur le nombre de SCM qui en découle. En effet, si un SCM atteint une taille inférieure au seuil pendant son cycle de vie, l'algorithme de suivi opérationnel détecte deux SCM. On utilisera le terme "régénération" pour désigner ce type de configuration.

La **Figure II-15** montre l'erreur commise sur la date de début et de fin du cycle de vie des SCM ainsi que sur leur durée de vie du fait du filtrage des amas nuageux de taille inférieure à 5000 km². L'erreur sur la date de naissance (initiations et divisions) des SCM est nulle dans plus de 70% des cas au seuil 233 K (60 % au seuil 213 K). Dans pratiquement 95% des cas, l'erreur sur la date de naissance au seuil 233 K est inférieure à 2 heures (91% au seuil 213 K). L'erreur sur la date de décès

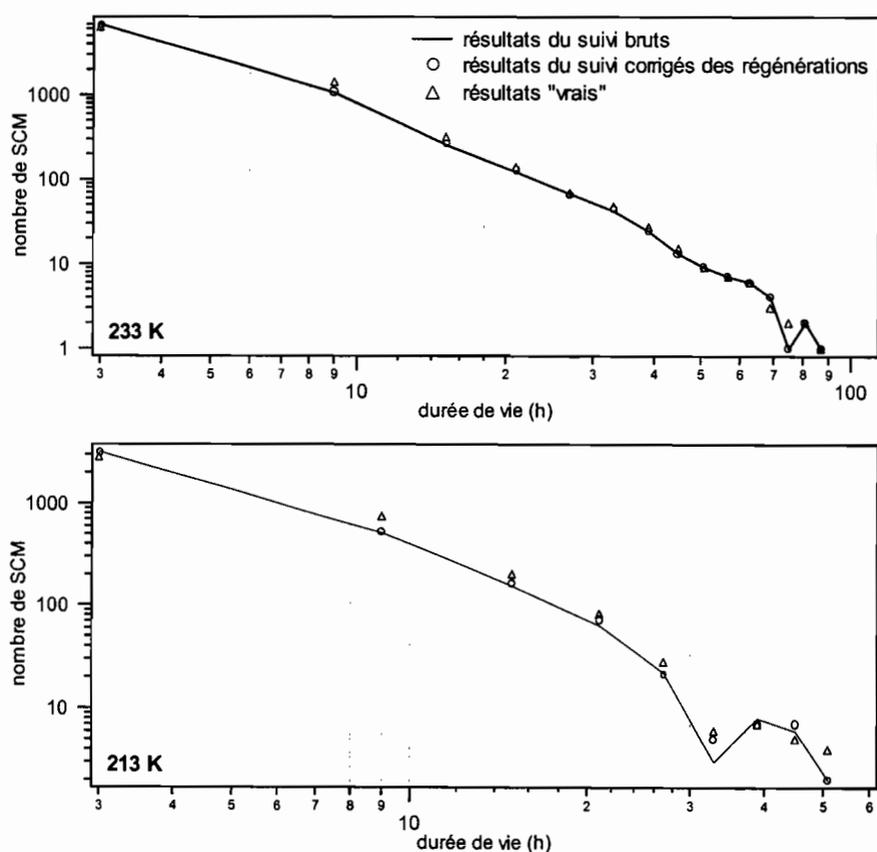


Figure II-16: Impact des régénérations et de l'erreur sur la durée de vie sur la distribution du nombre en fonction de la durée de vie pour les seuils 233 K et 213 K. La distribution obtenue à partir des résultats bruts est représentée par la ligne pleine. La distribution corrigée uniquement des cas de régénération est représentée par les marqueurs circulaires. La distribution entièrement corrigée correspond aux marqueurs triangulaires. La résolution est de 6 heures en abscisse.

(dissipations et fusions) des SCM est nulle dans 65% des cas au seuil 233 K (plus de 55% au seuil 213 K). Dans plus de 90% des cas l'erreur sur la date de décès est inférieure à 2 heures pour les deux seuils. L'erreur sur la durée de vie totale est nulle dans 55% des cas au seuil 233 K (45% des cas au seuil 213 K). Dans plus de 85% des cas au seuil 233 K (80% au seuil 213 K) l'erreur sur la durée de vie est inférieure à 2 heures.

Au seuil 233 K, l'erreur sur le nombre de SCM liée à des régénérations est de 1,3%. Elle est de 2% au seuil 213 K. En cas de régénération l'algorithme de suivi détecte deux SCM distincts au lieu d'un seul. L'impact des seules régénérations est illustré dans la **Figure II-16**. Proportionnellement à la valeur brute enregistrée, les régénérations peuvent avoir un impact significatif pour les durées de vie supérieures à 30 heures au seuil 213 K. Au seuil 233 K, aucun impact significatif n'est observé. L'impact sur la distribution lorsque l'on tient compte en plus de l'erreur sur la durée de vie (marqueurs triangulaires) n'est pas négligeable pour les deux seuils, mais l'allure générale des distributions n'est pas fondamentalement modifiée.

II.3.2 Estimation de l'erreur sur la couverture nuageuse

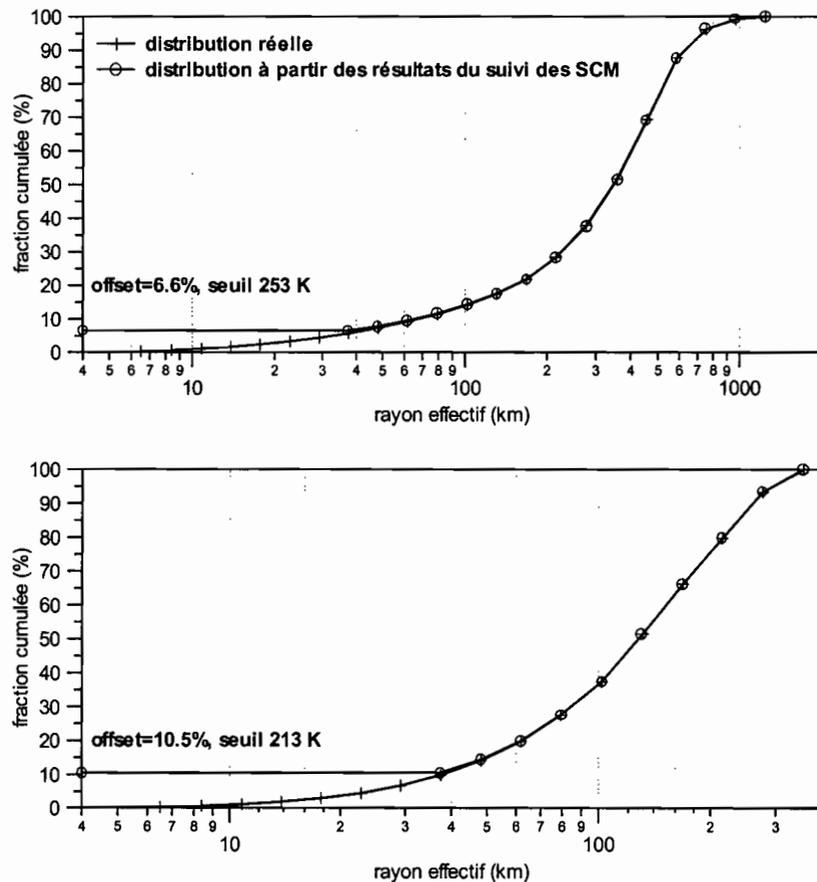


Figure II-17: Fraction de la couverture nuageuse totale cumulée en fonction du rayon effectif "instantané" des systèmes convectifs. Les résultats obtenus à partir des sorties de l'algorithme de suivi (cercles) sont comparés à la distribution réelle (croix). Les courbes ont été translatées verticalement de façon à se superposer (offset). Le calcul a été fait pour les seuils 253 K et 213 K.

Le filtrage des systèmes convectifs de plus de 5000 km² induit une perte de couverture nuageuse. La **Figure II-17** montre la fraction de la couverture totale intégrée en fonction du rayon

effectif "instantané" des systèmes convectifs obtenue à partir des résultats du suivi des SCM et à partir des images METEOSAT. Au seuil 213 K tout comme au seuil 253 K, la perte de couverture nuageuse liée aux SCM de durée de vie inférieure à deux pas de temps (cf fin de la section II.2.2) n'a pas d'incidence significative sur la distribution au delà de 40 km. En revanche, la perte liée au filtrage des systèmes convectifs de plus de 5000 km² (environ 40 km de rayon effectif) varie en fonction du seuil en température. Au seuil 213 K on perd plus de 10 % de couverture nuageuse alors qu'au seuil 253 K, cette perte se réduit à 6.6%.

Pour étudier la répartition spatiale de la couverture nuageuse à partir des sorties de l'algorithme de suivi, on modélise les SCM par des ellipses, ce qui permet de synthétiser l'information relative à la couverture nuageuse à l'aide de quelques paramètres. La Figure II-18 (graphes de gauche) montre, pour les trois seuils en température considérés, l'impact d'une telle approximation sur un pas de temps. Il apparaît que plus le seuil en température est froid plus l'approximation des amas nuageux par des ellipses est bonne. En outre, on remarque que la modélisation des SCM par des ellipses tend à concentrer la couverture nuageuse autour du centre géométrique des SCM.

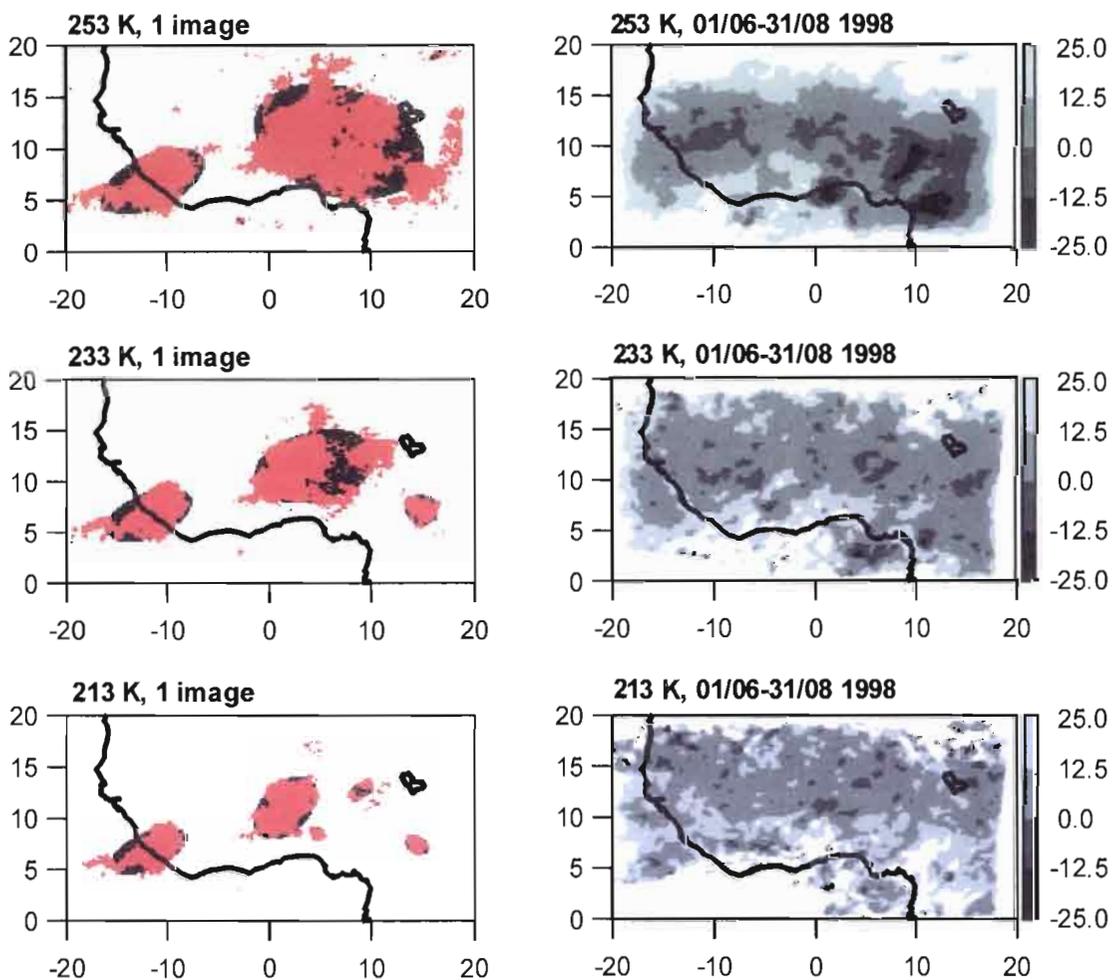


Figure II-18: Comparaison sur une image METEOSAT de la modélisation des SCM par une ellipse (noir) avec la couverture nuageuse réelle (rouge) pour les trois seuils en température considérés (gauche). À droite, erreur (%) entre les occurrences de nuages reconstituées à partir des résultats du suivi et les occurrences réelles. Les occurrences issues du suivi des SCM sont reconstituées en modélisant les amas convectifs par des ellipses. Les cartes de droites sont calculées avec une résolution de 0.2 degrés et les valeurs négatives correspondent à une surestimation des occurrences réelles. Les zones blanches correspondent à de fortes sous estimations relatives (25% à 200%) générées par de faibles cumuls d'occurrences ou par l'artefact localisé vers 20°E lié à la limite des extractions METEOSAT utilisées.

Les cartes de droite de la **Figure II-18** montrent l'erreur relative aux occurrences réelles liée à l'approximation elliptique et au filtrage des amas de taille supérieure à 5000 km². Les erreurs négatives correspondent à une surestimation des occurrences réelles. La perte de couverture nuageuse liée au filtrage des SCM (6 à 10 % selon le seuil) peut être fortement amplifiée ou au contraire largement compensée. L'approximation elliptique a tendance à concentrer la couverture nuageuse autour du centre géométrique du SCM. Il en résulte qu'au cœur de la zone de convergence l'erreur a plutôt tendance à être compensée alors qu'à ses frontières elle a tendance à être amplifiée. Les phénomènes de compensation sont surtout visibles au seuil 253 K pour lequel l'approximation elliptique est moins bonne (cf graphes de gauche). Au seuil 213 K et dans la bande 10°N-15°N, on observe une tendance nette à sous-estimer les occurrences réelles. Cette sous estimation est généralement du même ordre de grandeur que les pertes liées au filtrage des SCM de taille supérieure à 5000 km² en raison de la bonne représentation des SCM par le modèle elliptique. La **Figure II-18** montre donc qu'il est difficile de tenir compte des pertes liées au filtrage des SCM de taille supérieure à 5000 km² dans l'étude des distributions spatiales et que les occurrences nuageuses reconstituées sur le modèle de l'ellipse ne sont pas directement comparables aux occurrences réelles, notamment au seuil 253 K.

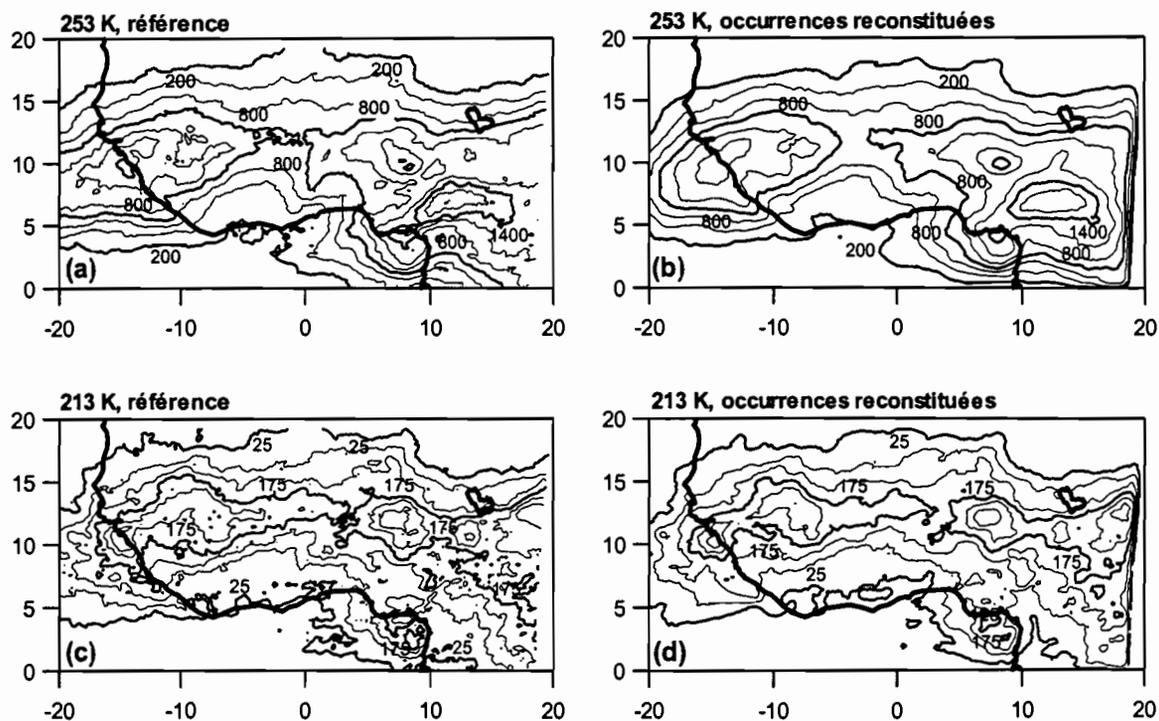


Figure II-19: Distribution spatiale des occurrences des systèmes nuageux au seuil 253 K (a et b) et au seuil 213 K (c et d). Les distributions des occurrences réelles correspondent aux cartes (a) et (c) et les distributions des occurrences reconstituées aux cartes (b) et (d). Les occurrences reconstituées sont obtenues à partir des résultats du suivi en modélisant les amas convectifs par des ellipses. Les contours annotés sont épaissis.

La **Figure II-19** montre la répartition spatiale de la couverture nuageuse réelle et de la couverture nuageuse reconstituée aux seuils 253 K et 213 K. Par rapport aux commentaires de la figure précédente, le biais sur les occurrences aux alentours du mont Cameroun pour le seuil 253 K est le plus visible. Seule une observation précise comme celle de la **Figure II-18** permet de mettre visuellement en évidence le biais introduit par l'approximation elliptique des SCM. Les occurrences reconstituées présentées dans la **Figure II-19** sont néanmoins suffisamment représentatives des occurrences réelles pour une étude visant à détecter de larges fluctuations de la couverture nuageuse. **En outre, les biais introduits par l'approximation elliptique et le filtrage des SCM de faible taille sont à priori similaires pour toutes les années. On peut donc supposer qu'ils n'auront**

globalement pas de conséquences significatives dans le cadre d'une étude des fluctuations interannuelles des occurrences nuageuses reconstituées.

II.4 Prise en compte des erreurs

Nous avons vu qu'il existait deux types d'erreurs, une erreur liée à la qualité du jeu de données discutée dans la section II.2.4 et une erreur liée au filtrage des SCM de taille supérieure à 5000 km² discutée dans la section II-3. On peut estimer une erreur globale de la façon suivante:

- Erreur liée au jeu de données:

A partir du jeu complet de 1998, on simule les manques de données des autres années (89 à 94 et 96 à 97). Pour chaque distribution étudiée on pourra déduire une erreur relative. Par exemple, si l'on étudie la distribution en 97 du nombre en fonction de la durée de vie on calcule:

$Err_{97}(i) = 1 - V_{sim97}(i) / V_{ref}(i)$ où $V_{sim97}(i)$ est la valeur simulée pour la durée de vie i et $V_{ref}(i)$ est la valeur de référence calculée en 98.

Sous *hypothèse de stationnarité interannuelle* on peut écrire:

$Err_{97}(i) = 1 - V_{mes97}(i) / V_{cor97}(i)$ où $V_{mes97}(i)$ est la valeur mesurée pour la durée de vie i avec le jeu de données réel de 97 et $V_{cor97}(i)$ la valeur que l'on mesurerait si le jeu de données de 97 était équivalent à celui de 98.

- Erreur liée au filtrage des SCM de plus de 5000 km²:

A partir du jeu de données étendu par l'extension du suivi et du jeu de données calculé à partir des sorties de l'algorithme courant de suivi on déduit:

$Errsz(i) = 1 - V_{ref}(i) / V_{ext}(i)$ où $V_{ext}(i)$ est la valeur obtenue par extension du suivi.

Sous *hypothèse de stationnarité interannuelle* on peut écrire

$Errsz(i) = 1 - V_{cor97}(i) / V_{ree97}(i)$ où $V_{ree97}(i)$ est la valeur que l'on mesurerait s'il n'y avait pas d'erreur.

Pour le seuil 253 K, ne pouvant calculer cette erreur, on ne la prend pas en compte.

Il vient que:

$$V_{mes97}(i) = (1 - Err_{97}(i)) \cdot V_{cor97}(i) = (1 - Err_{97}(i)) \cdot (1 - Errsz(i)) \cdot V_{ree97}(i)$$

D'où l'écart:

$$del_{97}(i) = V_{ree97}(i) - V_{mes97}(i) = (1 / (1 - Err_{97}(i)) \cdot (1 - Errsz(i)) - 1) \cdot V_{mes97}(i)$$

L'erreur ainsi exprimée est multiplicative, aussi il faut judicieusement échantillonner les distributions pour qu'il n'y ait pas de valeurs mesurées nulles.

La qualité de cette estimation de l'erreur globale est discutable car elle fait appel à une hypothétique stationnarité interannuelle. Néanmoins, c'est le seul moyen d'estimer une erreur à la fois sur le nombre, la couverture nuageuse et des valeurs moyennes de paramètres telles que le rayon

moyen, la vitesse moyenne... Cette estimation ne sera utilisée par la suite que ponctuellement, en cas de litige. Par exemple, en annexe II, on utilise cette estimation pour confirmer l'existence d'un maximum secondaire des naissances de SCM vers 2h00 du matin dans les régions comportant une zone côtière.

II.5 Synthèse

Retenons de ce chapitre que la méthode de suivi des systèmes convectifs utilisée dans cette thèse est à même de décrire précisément leur cycle de vie. Malgré un filtrage des SCM de taille supérieure à 5000 km², le cycle de vie des SCM obtenu est très proche de ce qui peut se faire manuellement. En outre, il a été démontré que la procédure d'interpolation utilisée permet d'obtenir des résultats très satisfaisants, aussi bien en terme de couverture nuageuse qu'en terme de nombre de SCM, compensant ainsi largement la qualité très variable du jeu de données METEOSAT disponible à l'IRD.

Les erreurs associées à la qualité du jeu de données et au filtrage des SCM de petite taille ont été discutées. Globalement, l'erreur sur le nombre de SCM (systèmes convectifs de taille supérieure à 5000 km²) se situe entre 10% et 15%. Cette erreur provient essentiellement de la qualité du jeu de données. En terme de couverture nuageuse on se situe dans la même gamme d'erreur. Par contre, 2/3 des pertes de couverture nuageuse proviennent du filtrage des amas nuageux de petite taille et sont donc relativement indépendantes du jeu de données. Cette erreur devrait donc être en partie compensée dans le cadre de comparaisons interannuelles.

Notons que les erreurs dépendent largement du type de distribution que l'on souhaite étudier. Par exemple, les distributions spatiales des occurrences de couverture nuageuse sont en plus tributaires de l'approximation des SCM par des ellipses. Cette approximation peut localement amplifier ou compenser les erreurs dues au filtrage des amas nuageux de petite taille. En outre, nous avons vu que les distributions du nombre en fonction de la durée de vie sont plus fortement biaisées pour les valeurs supérieures à 24 heures en raison du faible nombre de SCM atteignant une telle longévité.

Il conviendra donc d'être prudent lorsque l'on abordera l'étude des variations interannuelles des systèmes convectifs de méso-échelle.

Chapitre III
CLIMATOLOGIE DES SYSTEMES CONVECTIFS
DU
SAHEL CENTRAL

Dans cette étude on considère cinq régions distinctes à l'intérieur de la zone couverte par l'imagerie METEOSAT disponible. La **Figure III-1** illustre ce découpage. Sur le continent, on distingue quatre zones dont le découpage est justifié par les travaux de Janicot (1992a) qui montrent que les zones Sénégal, Sahel central, Côte d'Ivoire et Cameroun correspondent à quatre régions distinctes de pluviométrie homogène. La délimitation des zones proposée ici est quelque peu différente de celle de Janicot (1992a) afin d'éviter des effets de bord. Sur l'océan, on délimite une zone Océan Atlantique. Pour cette zone, seulement deux années de données sont disponibles (1998 et 1999). Dans ce chapitre, **nous nous intéressons principalement à la zone Sahel central**. On trouvera une comparaison des différentes zones dans l'annexe II.

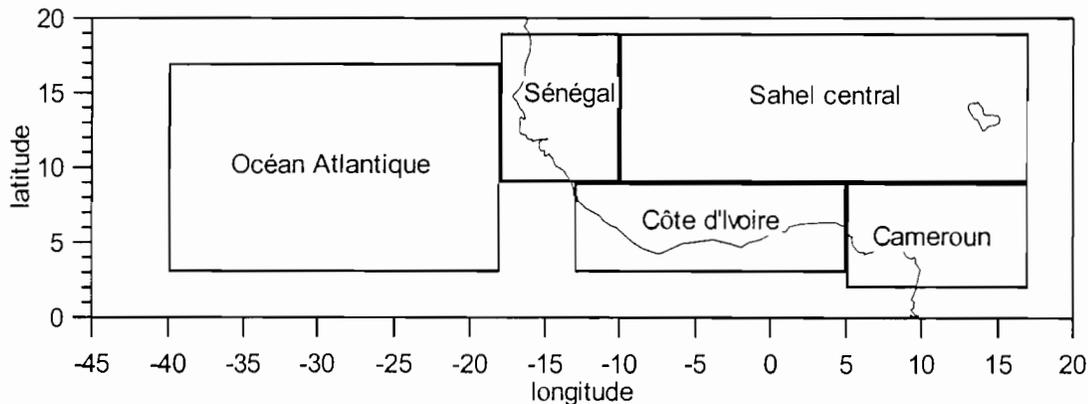


Figure III-1: Découpage en cinq zones de la région couverte par les extractions METEOSAT disponibles.

La zone Sahel central couvre la majeure partie de l'Afrique de l'ouest. Elle est caractérisée par une saison des pluies unique qui se situe principalement entre juin et septembre. **Les résultats présentés dans ce chapitre se limitent à la période allant du 1^{er} juillet au 14 septembre** afin d'avoir un jeu de données homogènes sur le plus grand nombre d'années possible. L'année 1995 n'est pas prise en compte parce qu'il manque 10 jours de données au mois de juillet. **La climatologie présentée ici est basée sur 10 années: 1989 à 1994 et 1996 à 1999.** Les caractéristiques des données de l'année 99 n'ont pas été décrites dans le chapitre précédent, elle sont identiques à celles de l'année 98. On utilise la pleine résolution temporelle de 30 minutes et la pleine résolution spatiale de 5 km.

Tout au long de cette section, on sépare les SCM en deux groupes selon leur durée de vie de façon à ce que chacun de ces deux sous-ensembles explique la même proportion de couverture nuageuse à un seuil en température donné. Les seuils sur la durée de vie sont indiqués dans la **Table III-1** pour chacun des trois seuils en température.

Table III-1: Seuils sur la durée de vie utilisés pour séparer les SCM en deux populations expliquant respectivement 50% de la couverture nuageuse à un seuil en température donné. Les SCM de durée de vie inférieure au seuil appartiennent au groupe des SCM0

	253 K	233 K	213 K
SCM0	<36 h	<24 h	<14 h
SCM1	>36 h	>24 h	>14 h

III.1 Caractéristiques des SCM

La **Table III-2** montre le nombre annuel moyen de SCM présents sur la zone Sahel entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre et la proportion de ceux qui sont nés en dehors de la zone. De nombreux SCM1 de longue durée de vie ne sont pas nés dans la zone. Ces SCM naissent généralement plus à l'est ou dans la zone Cameroun. En moyenne sur 10 années, 2849, 1950 et 1220 SCM ont été suivis aux seuils 253 K, 233 K et 213 K respectivement. Il est frappant de constater que seulement 3% des SCM expliquent 50% de la couverture nuageuse au seuil 233 K.

Table III-2: Nombre annuel moyen de SCM présents sur la zone Sahel central et proportion des SCM nés ou qui se sont dissipés en dehors de la zone pour les 3 seuils en température considérés. Les SCM sont classés selon les deux catégories (SCM0 et SCM1) définies précédemment.

	SCM0		SCM1	
	nombre total	fraction hors-zone (%)	nombre total	fraction hors-zone (%)
253 K	2803	6,5	46	48,1
233 K	1891	7	59	31,7
213 K	1150	5,9	70	23,5

La **Figure III-2** montre les caractéristiques des SCM en fonction de leur durée de vie avec un échantillonnage de 2 heures. Par exemple, la première classe correspond aux SCM de durée de vie de 1, 1.5, 2 et 2.5 heures. Les plus longues durées de vie enregistrées sont 154 h, 104 h, 66 h aux seuils 253 K, 233 K et 213 K respectivement.

La **Figure III-2 (a)** montre le nombre annuel moyen de SCM. Le nombre de SCM décroît avec l'augmentation de la durée de vie selon un taux similaire pour les 3 seuils. Lorsque le nombre de SCM est supérieur à 3, cette décroissance est approximativement linéaire ce qui induit la relation:

$$N(dv) \approx dv^{-\alpha} \text{ où } dv \text{ est la durée de vie en heure et } \alpha \text{ une constante comprise entre 1.8 au seuil 213 K et 2 au seuil 253 K.}$$

La **Figure III-2 (b)** illustre la probabilité d'observer un SCM d'une classe de durée de vie donnée dans une image. Les courbes observées montrent que cette probabilité décroît avec la durée de vie. Le faible nombre de SCM de longue durée de vie n'est donc pas compensé par leur présence plus longue sur la zone d'observation.

La **Figure III-2 (c)** montre la couverture nuageuse, exprimée en km² par image, représentée par chaque classe de durée de vie des SCM. La contribution de chaque classe est approximativement constante jusqu'à 30 heures au seuil 233 K (20 heures à 213 K). Cette observation comparée à la **Figure III-2 (b)** implique que la taille moyenne des SCM augmente avec la durée de vie. La **Figure III-2 (d)** le confirme. On trouve une relation approximativement linéaire dans la gamme 6-30 heures entre la durée de vie et le rayon moyen avec une pente de 5 km/h. Ce résultat est en accord avec les résultats obtenus par Machado et al. (1998). Néanmoins, contrairement à Machado et al. (1998), on trouve une dépendance de cette relation linéaire avec le seuil en température. Ceci peut provenir de ce que l'on utilise la pleine résolution et que l'on détermine ainsi la durée de vie des SCM avec une plus grande précision. Les SCM Sahéliens peuvent aussi avoir des caractéristiques différentes de celles des SCM du continent Américain.

La **Figure III-2 (e)** correspond à une intégration et une normalisation de la **Figure III-2 (c)**. On montre ainsi que pour le seuil 253 K, les SCM de durée de vie supérieure à 36 heures contribuent pour la moitié de la couverture nuageuse (24 et 14 heures aux seuils 233 K et 213 K respectivement). Ce résultat démontre l'importance des SCM de longue durée de vie dont le faible nombre est compensé par leur taille moyenne et leur longévité.

Au dessus du Sahel central, comme le montre la **Figure III-2 (f)**, les SCM se propagent en moyenne vers l'ouest. La vitesse zonale moyenne est définie à partir de la distance zonale parcourue entre la naissance et la dissipation du SCM. En moyenne, la vitesse zonale moyenne est généralement plus importante pour les SCM de longue durée de vie. Le fait le plus remarquable est que plus le seuil en température est froid plus la vitesse de propagation est élevée. Ce résultat montre que les SCM tendent à se propager plus vite lorsque la convection profonde est bien développée.

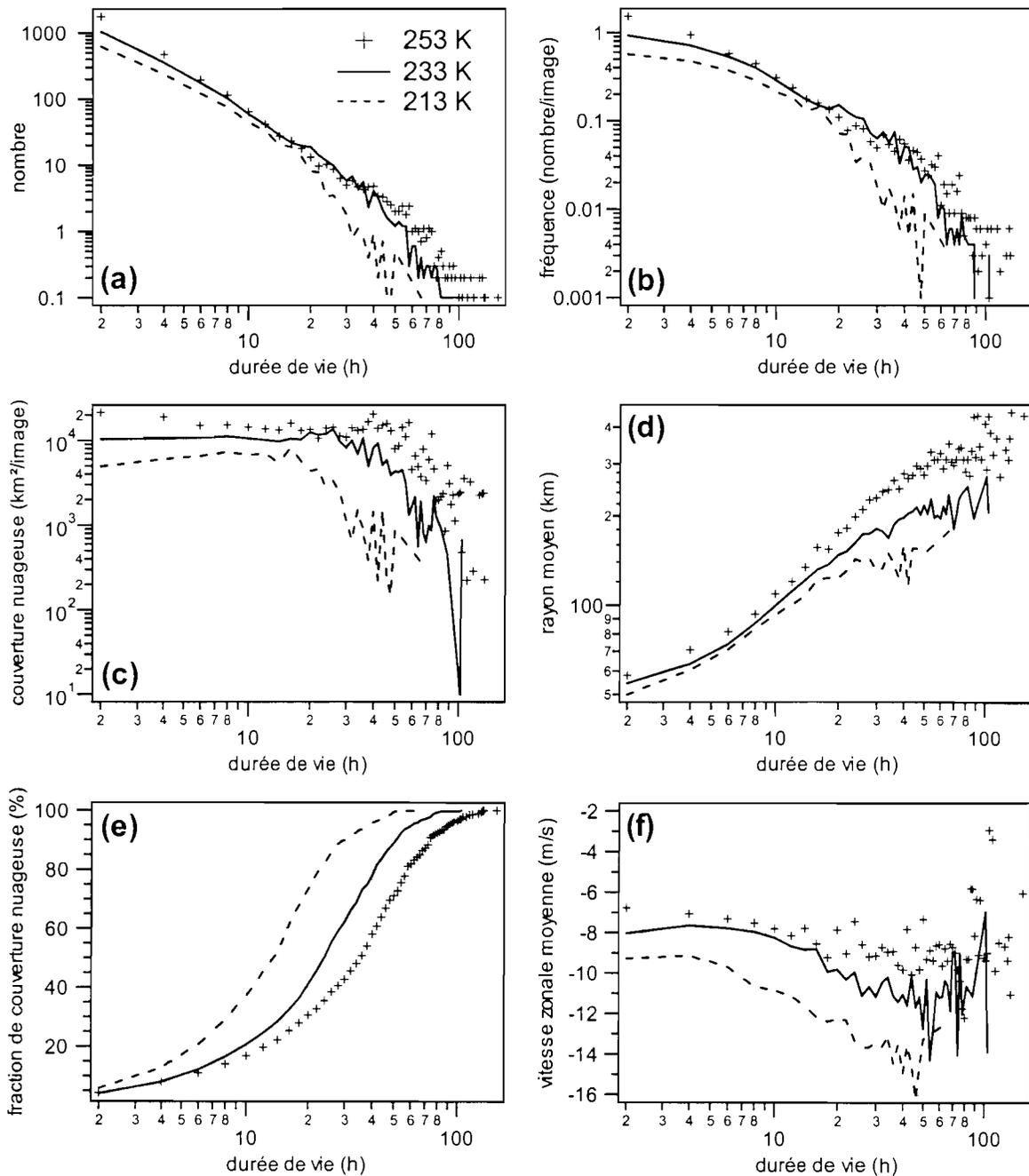


Figure III-2: Caractéristiques des SCM sur le Sahel central aux seuils 253 K (+) 233 K (pleine ligne) et 213 K (pointillés). Les graphiques (a) et (b) montrent le nombre annuel et la probabilité de présence des SCM dans une image en fonction de la durée de vie (h). Les graphiques (c), (d) et (e) montrent la couverture nuageuse (km²/image), le rayon moyen (km) et la fraction de couverture nuageuse (%) en fonction de la durée de vie des SCM. Le graphique (f) correspond à la vitesse zonale moyenne (m/s) des SCM en fonction de leur durée de vie. Le pas sur la durée de vie est de 2 heures.

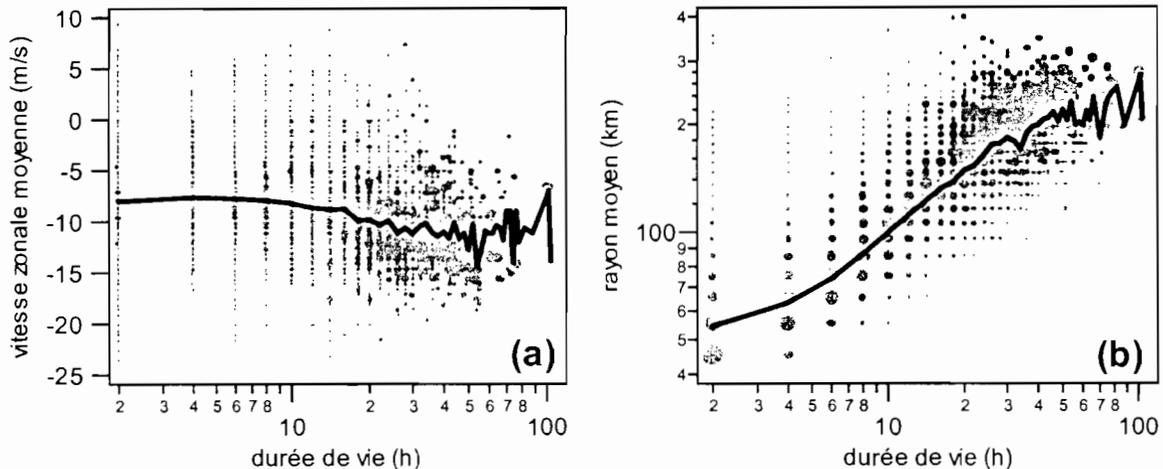


Figure III-3: Dispersion autour de la moyenne dans le cas de la vitesse zonale moyenne (a) et du rayon moyen (b) pour le seuil 233 K. La taille des pastilles est proportionnelle à la couverture nuageuse expliquée et les distributions moyennes en fonction de la durée de vie sont représentées par un trait plein. Les pas d'échantillonnages sont de 2 heures pour la durée de vie, 10 km pour le rayon moyen et 0.5 m/s pour la vitesse zonale moyenne.

La **Figure III-3** montre la dispersion autour des distributions moyennes présentées dans la **Figure III-2**. La taille des pastilles est proportionnelle à la couverture nuageuse expliquée par chaque classe. Cette représentation montre que les distributions moyennes représentent raisonnablement les caractéristiques des SCM qui contribuent le plus à la couverture nuageuse totale. On remarque que la propagation de SCM vers l'est est rare mais peut exister jusque vers 30 heures de durée de vie.

On peut remarquer dans la **Figure III-3 (a)** que si l'on avait pondéré la moyenne par la couverture expliquée on aurait obtenu une valeur plus importante pour les SCM de plus de 20 heures. De même, si l'on utilise la courbe moyenne de la **Figure III-3 (b)** pour reconstituer la couverture nuageuse à partir de la durée de vie, on aura tendance à sous-estimer cette couverture pour les SCM de plus de 20 heures.

La **Figure III-4** montre les caractéristiques des SCM en fonction de leur rayon moyen avec un pas de 10 km. La première classe (45 km) contient les SCM de rayon moyen compris entre 40 et 50 kilomètres. Quarante kilomètres correspond à la taille minimale prise en compte par l'algorithme.

La **Figure III-4 (a)** montre une décroissance régulière et approximativement linéaire entre 40 km et le rayon critique R_c . R_c est égal à 300, 220, 140 kilomètres pour les seuils 253 K, 233 K et 213 K respectivement. On peut ainsi exprimer la relation entre le rayon moyen et le nombre de SCM par:

$$n(R) \approx R^{-\alpha} \text{ où } \alpha=3 \text{ pour les trois seuils considérés.}$$

La probabilité de présence dans une image peut s'écrire $n(R).dv/N$ où dv est la durée de vie et N le nombre d'images (**Figure III-4 (b)**). On peut approximer la probabilité de présence jusqu'au rayon critique mentionné précédemment par la relation:

$$n(R).dv/N \approx R^{-\alpha} \text{ où } \alpha=1.5, 1.6 \text{ et } 1.9 \text{ pour les seuils 213 K, 233 K et 253 K respectivement.}$$

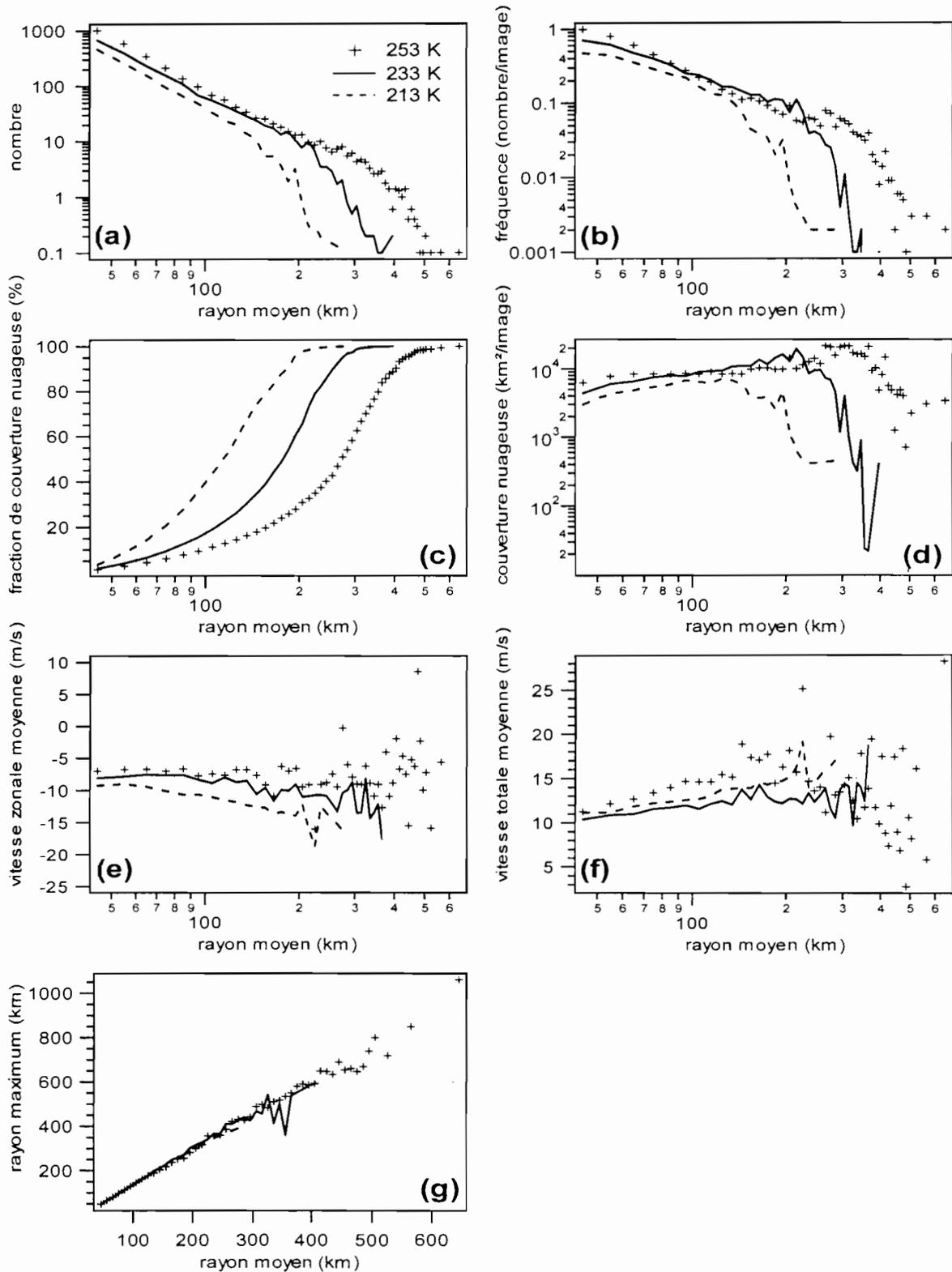


Figure III-4: Caractéristiques des SCM sur le Sahel central aux seuils 253 K (+) 233 K (pleine ligne) et 213 K (pointillés). Les graphiques (a) et (b) montrent le nombre annuel moyen et la probabilité de présence des SCM dans une image en fonction du rayon moyen (km). Les graphiques (c), (d) montrent la fraction de couverture nuageuse (%) et la couverture nuageuse (km²/image) en fonction du rayon moyen. Les graphiques (e) et (f) correspondent à la vitesse zonale moyenne (m/s) et à la vitesse totale (m/s) des SCM en fonction de leur rayon moyen. Le graphique (g) caractérise le rayon maximum (km) en fonction du rayon moyen. Le pas sur le rayon moyen est de 10 km.

La couverture nuageuse illustrée par la **Figure III-4 (d)** augmente avec le rayon moyen, ce qui confirme les résultats de la **Figure III-2**: les gros SCM compensent leur faible nombre par leur taille et leur durée de vie. Machado et al. (1992,1993) ont calculé la densité de couverture nuageuse en fonction du rayon instantané (i.e. sans suivre les SCM). Les résultats de la **Figure III-4 (d)** obtenus en fonction du rayon moyen sont comparables à ceux obtenus par Machado et al. (1992,1993) avec le rayon instantané (démonstration plus exhaustive par la figure 9 de Mathon and Laurent, 2001).

La **Figure III-4 (c)** montre la fraction de couverture nuageuse représentée par chaque classe de rayon. Selon le seuil considéré, 60% à 90% de la couverture nuageuse est expliquée par 8% à 13% des SCM dont le rayon moyen est supérieur à 100 km.

Les résultats présentés en fonction du rayon moyen sont similaires à ceux que l'on obtient en fonction du rayon maximum. Ceci est dû à la forte relation linéaire entre le rayon maximum et le rayon moyen montrée par la **Figure III-4 (g)**:

$$R_{\max} = 1.5 \cdot R_{\text{moy}}$$

On remarque que cette relation est vérifiée par les SCM ayant une croissance linéaire de leur naissance jusqu'à la taille maximum suivie d'une décroissance linéaire jusqu'à leur dissipation.

Les graphes (e) et (f) de la **Figure III-4** montrent la distribution moyenne de la vitesse zonale moyenne et de la vitesse totale moyenne. Le comportement de la vitesse zonale moyenne en fonction du rayon moyen est similaire à celui observé en fonction de la durée de vie (**Figure III-2**): la vitesse zonale moyenne augmente avec la taille moyenne des SCM et plus le seuil est froid plus la vitesse est importante. En revanche, la vitesse totale moyenne est plus élevée au seuil 253 K. Ainsi, la composante méridienne de la vitesse au seuil 253 K devient prépondérante par rapport à la vitesse zonale. Ce résultat est d'autant plus surprenant qu'il n'est pas visible aux seuils plus froids.

La **Figure III-5** fournit des renseignements supplémentaires sur ce point. Les graphes (a) et (b) de cette figure montrent que la distribution moyenne de la vitesse totale calculée au seuil 253 K n'est pas représentative des SCM qui contribuent le plus à la couverture nuageuse totale contrairement à la distribution moyenne de la vitesse zonale. Aux seuils 233 K et 213 K, une tendance similaire existe mais elle devient de moins en moins perceptible lorsque le seuil devient plus froid. Le graphe (c) montre une forte dispersion des valeurs pour les faibles durées de vie (moins de 10 heures, seuil 253 K). La dispersion est si forte pour les durées de vie inférieures à 3 heures que la moyenne en est significativement influencée. L'origine de cette forte dispersion est liée à la méthode de calcul de la vitesse moyenne. La vitesse moyenne est sensible à la durée de vie (elle conditionne le nombre de mesures le calcul de la moyenne) et aux variations brusques des caractéristiques morphologiques des SCM (taille, forme) puisque l'on se réfère au centre géométrique du SCM. Les variations morphologiques brusques aboutissant à de fortes valeurs de vitesse peuvent être le fait de l'éclatement du SCM en plusieurs entités ou de la fusion de plusieurs entités. Comme la surestimation de la vitesse ne reflète pas les caractéristiques des SCM qui contribuent le plus à la couverture nuageuse, on en déduit que la surestimation de la vitesse est principalement le fait de l'éclatement des SCM. En effet, l'algorithme de suivi affecte les fusions aux SCM les plus gros et qui durent le plus longtemps, ce qui a pour effet de minimiser l'impact sur la vitesse. La séparation des SCM en plusieurs entités indique généralement une décroissance significative de l'activité convective et est donc annonciatrice de l'étape de dissipation. On démontrera au chapitre IV que dans 93% des cas, une séparation au seuil 213 K est imputable à une baisse de l'activité convective. Ce résultat est d'ailleurs compatible avec la représentation des dissipations donnée par Machado and Rossow (1993). L'hypothèse selon laquelle l'éclatement des SCM, dû à l'entrée dans son étape de dissipation, est à la source de la plupart des surestimations de la vitesse est d'ailleurs confortée par le fait que les SCM concernés ont généralement une faible durée de vie. Le graphe (d) montre la vitesse totale en fonction de la durée de vie pour les trois seuils en température considérés. L'influence des divisions de SCM se retrouve dans les SCM de durée de vie inférieure à 10, 6 et 3 heures pour les seuils 253, 233 et 213 Kelvins. Ces valeurs sont déduites en regardant la rupture de la pente des courbes.

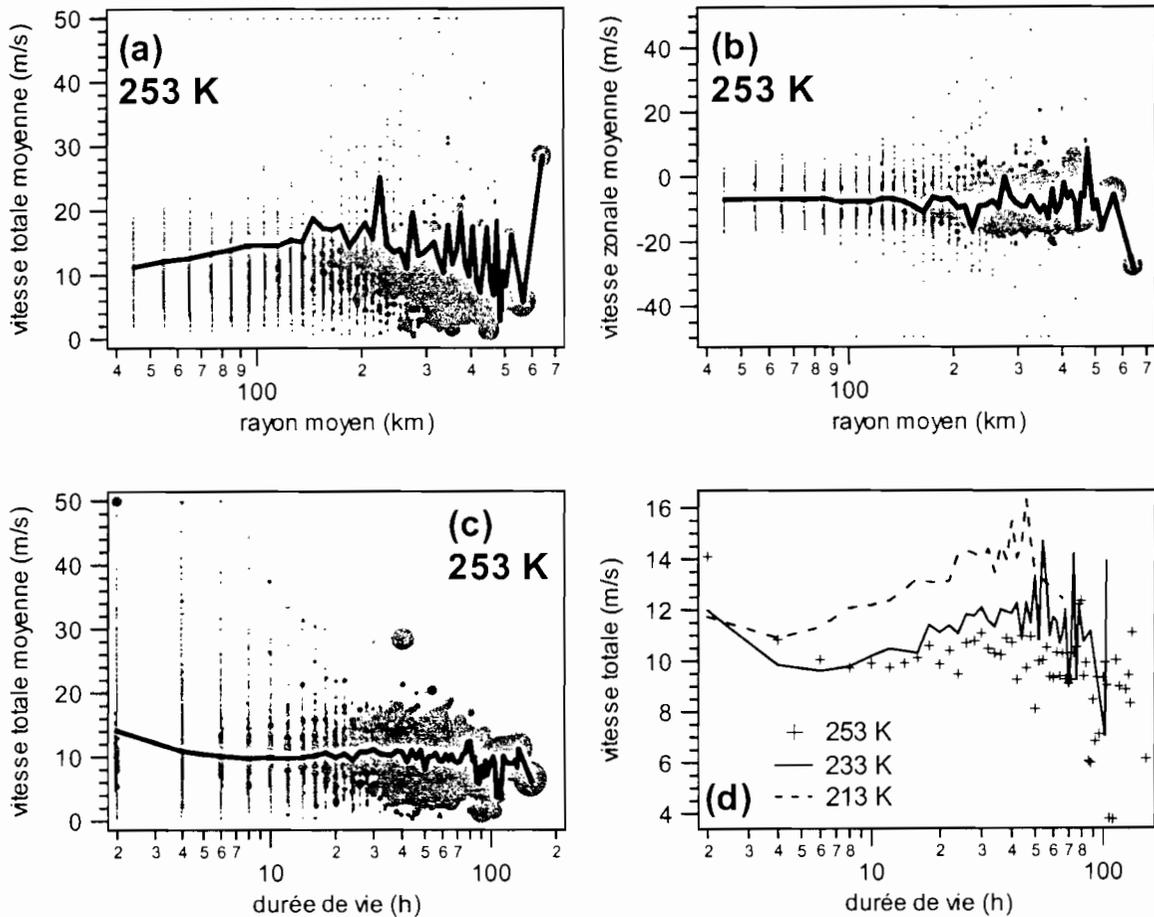


Figure III-5: Dispersion autour des distributions moyennes de la vitesse moyenne. Dispersion autour de la moyenne de la vitesse totale moyenne (a) et de la vitesse zonale moyenne (b) en fonction du rayon moyen pour le seuil 253 K. Dispersion autour de la moyenne de la vitesse totale moyenne (c) en fonction de la durée de vie pour le seuil 253 K. La taille des pastilles est proportionnelle à la couverture nuageuse expliquée et les distributions moyennes sont représentées par un trait plein. Distributions moyennes de la vitesse totale moyenne en fonction de la durée de vie pour les 3 seuils considérés (d). Les pas d'échantillonnages sont de 2 heures pour la durée de vie, 10 km pour le rayon moyen et 0.5 m/s pour les vitesses.

Les graphes (a) et (b) de la **Figure III-6** montrent que les distributions du nombre et de la couverture nuageuse en fonction de la vitesse totale moyenne sont d'allure gaussienne. La vitesse moyenne des SCM est approximativement de 9 m/s, 10 m/s et 11 m/s du seuil le plus chaud au seuil le plus froid. On observe un décalage pour les deux seuils les plus froids de la couverture nuageuse par rapport au nombre vers des valeurs plus importantes de la vitesse. Les graphes (c) et (d) montrent que 60 % des SCM dont la vitesse est supérieure à 10 m/s expliquent 80 % de la couverture nuageuse au seuil 213 K. Pour le même seuil en vitesse, 50% (50%) des SCM expliquent 70% (50%) de la couverture au seuil 233 K (253 K).

Par rapport à la discussion de la **Figure III-5**, on remarque que plus de 10 % des SCM ont une vitesse supérieure à 20 m/s et qu'ils ne représentent que 5% de la couverture nuageuse au seuil 253 K.

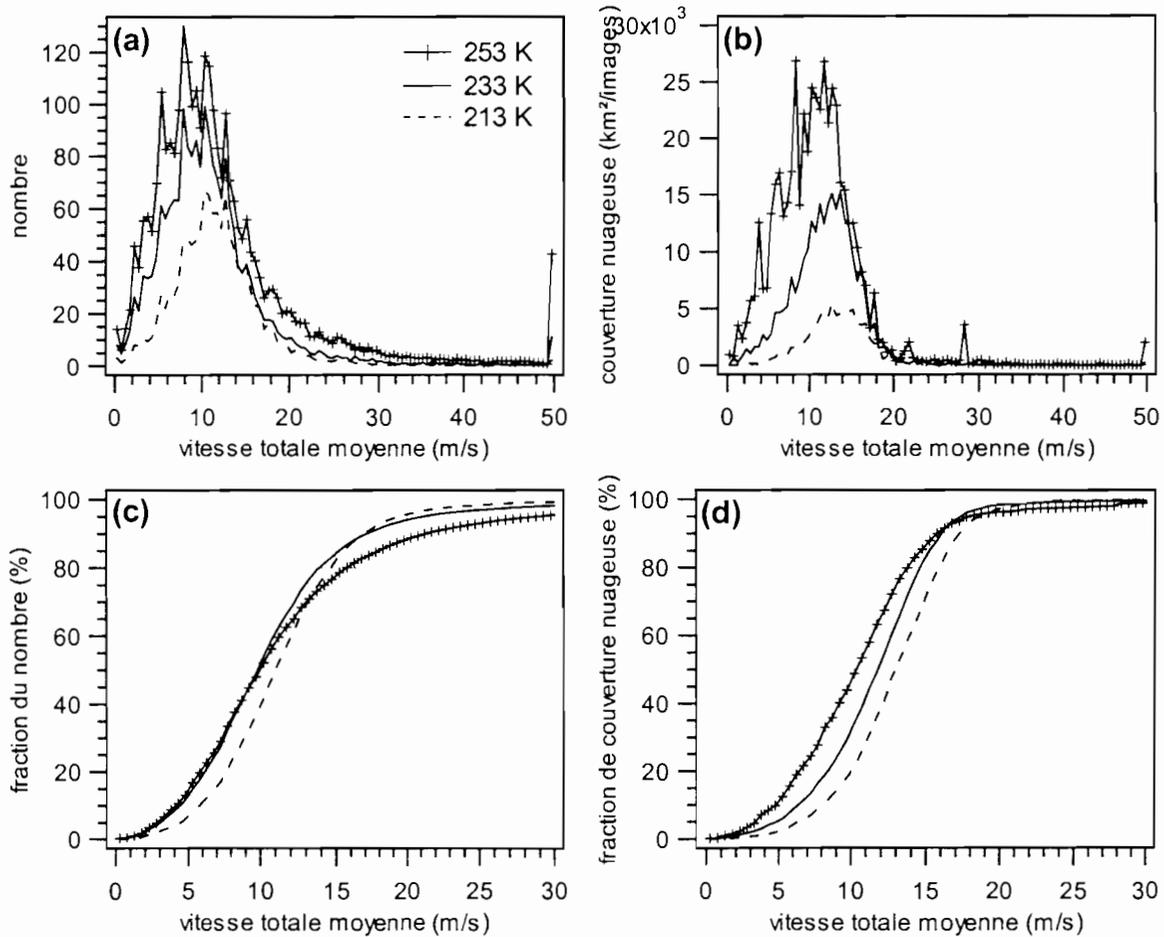


Figure III-6: Distributions du nombre (a) et de la couverture nuageuse (b) en fonction de la vitesse totale moyenne aux seuils 253 K, 233 K et 213 K. Les graphes (c) et (d) correspondent respectivement aux distributions (a) et (b) intégrées et normalisées. Le pas d'échantillonnage est de 0.5 m/s pour la vitesse totale moyenne.

III.2 Variations diurnes

La **Figure III-7 (b)** montre les variations diurnes du nombre de naissances, de divisions, de dissipations et de fusions pour les SCM0 au seuil 233 K. Les variations diurnes au seuil 233 K seront commentées dans un premier temps, puis les différences entre seuils seront abordées.

Le nombre de naissances subit une forte modulation par le réchauffement solaire. On observe un net maximum vers 16H00 et un minimum entre 6H00 et 10H00. Le nombre de divisions est maximum vers 20H00. Il est très inférieur au nombre de naissances entre 12H00 et 19H00 puis devient comparable aux autres heures.

Le nombre de fusions est maximum à 17H00, soit une heure après le maximum de naissances lorsque la probabilité pour deux SCM de se rencontrer est forte. Le nombre de dissipations est maximum vers 21H00.

On montrera au chapitre IV qu'au seuil 233 K, 50% des fusions sont imputables à un renforcement de la convection et que 70% des divisions à un affaiblissement de la convection. Il n'est ainsi pas surprenant d'observer le maximum de fusions une heure après le maximum de naissances et le maximum de divisions une heure avant le maximum de dissipations.

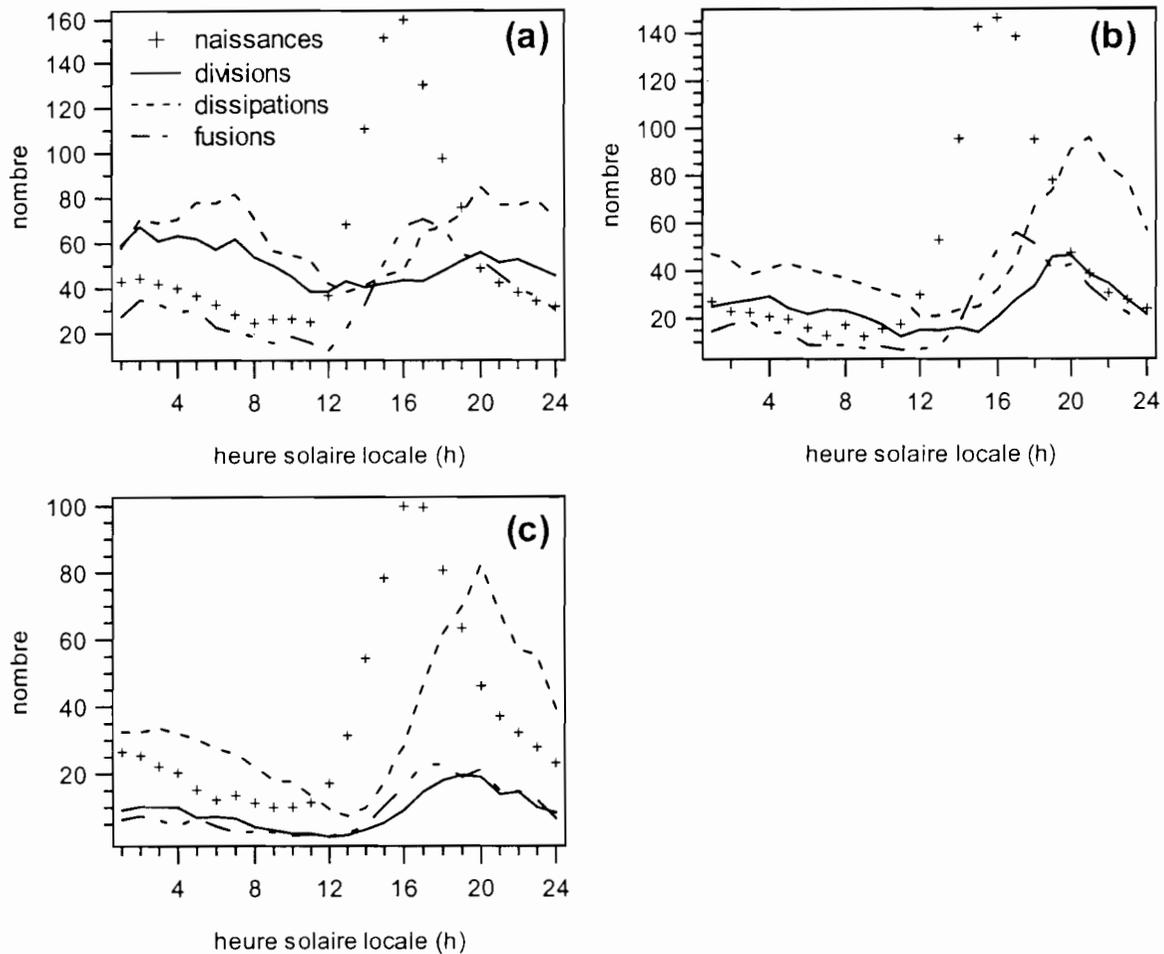


Figure III-7: Variations diurnes des naissances (+), divisions (trait plein), dissipations (pointillés) et fusions (traits mixtes) des SCM0. Les variations diurnes au seuil 253 K, 233 K et 213 K sont présentées dans les graphes (a), (b) et (c) respectivement.

L'allure des courbes pour les naissances et les fusions est sensiblement identique pour les trois seuils mais l'amplitude est plus forte au seuil 253 K et plus faible au seuil 213 K. Pour les dissipations et les divisions, les seuils 213 K et 233 K sont tout à fait comparables du point de vue de l'allure des courbes. Par contre, au seuil 253 K, on observe deux maxima (6H00 et 20H00) et un minimum vers 12H00. De plus, au seuil 253 K, le nombre de divisions est prépondérant sur le nombre de naissances entre 20H00 et 12H00. Ces différences entre les seuils suggèrent une phase de dissipation plus rapide aux seuils froids (233 K et 213 K) qu'au seuil 253 K.

On a établi l'identique de la **Figure III-7** pour les SCM1 (non montré). On n'observe pas de variations diurnes particulières pour les fusions et les divisions. Par contre, le maximum de naissances se produit entre 14H00 et 15H00. Ceci suggère que la probabilité pour un SCM d'avoir une longue durée de vie est plus importante s'il naît plus tôt. Les dissipations au seuil 213 K sont maximales autour de 7H00 ce qui est en accord avec la gamme de durées de vie considérées à ce seuil et l'heure du maximum de naissance. On n'observe pas d'heure préférentielle pour les dissipations aux seuils 233 K et 253K car les durées de vie considérées sont supérieures à la journée.

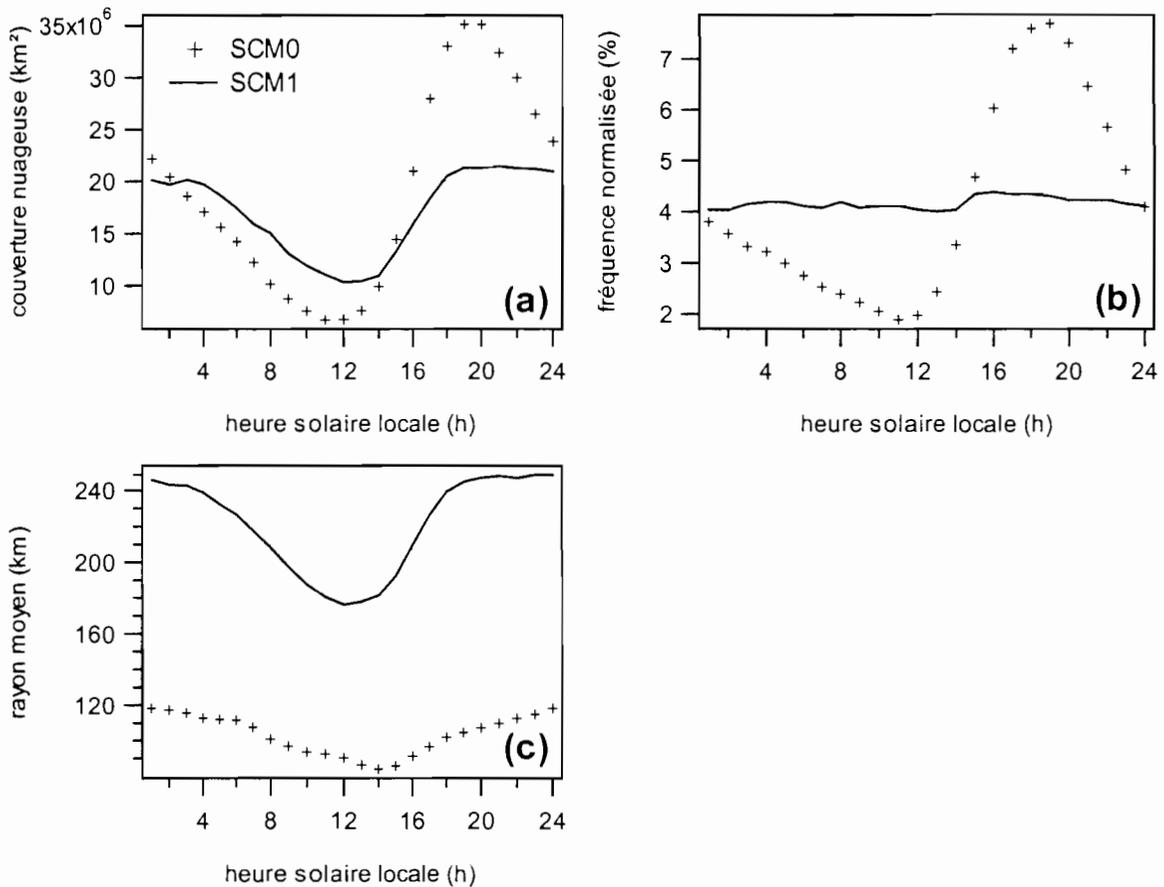


Figure III-8: Variations diurnes de la couverture nuageuse (km², a), de la fréquence normalisée (%), b) et du rayon moyen (km, c) au seuil 233 K. On a séparé les SCM selon les deux catégories explicitées dans la Table III-1.

Les résultats de la **Figure III-8** ont été établis au seuil 233 K. Des comportements similaires aux deux autres seuils peuvent être mis en évidence moyennant une classification judicieuse sur la durée de vie. Le graphe (a) montre les variations diurnes de la couverture nuageuse pour les deux classes de SCM. L'amplitude diurne de la couverture nuageuse des SCM0 est nettement plus importante que celle des SCM1. Le maximum se situe vers 20H00 et le minimum vers 12H00 pour les SCM0. Pour les SCM1, le minimum se situe aux alentours de midi mais la couverture nuageuse reste constante et maximale entre 17H00 et 4H00. Le graphe (c) montre l'évolution diurne du rayon moyen des deux classes de SCM. Même s'il existe approximativement un facteur deux entre la valeur du rayon moyen d'un SCM0 et d'un SCM1, l'amplitude de la variation est proportionnellement du même ordre de grandeur. Le graphe (b) montre la fréquence normalisée de présence des SCM sur la zone. La probabilité d'observer un SCM0 est fortement influencée par l'heure de la journée à l'inverse de celle des SCM1 qui en est pratiquement indépendante. Ainsi, la variation de la couverture nuageuse des SCM0 est principalement expliquée par la variation diurne de la fréquence de présence et donc indirectement par le nombre de SCM0. En revanche, la variation diurne de la couverture nuageuse des SCM1 est essentiellement due à la variation diurne de leur taille.

Ces résultats peuvent avoir des implications pour les modèles de circulation générale. Ils suggèrent d'être en mesure de paramétrer le degré d'organisation de la convection pour pouvoir représenter correctement les variations diurnes de la couverture nuageuse.

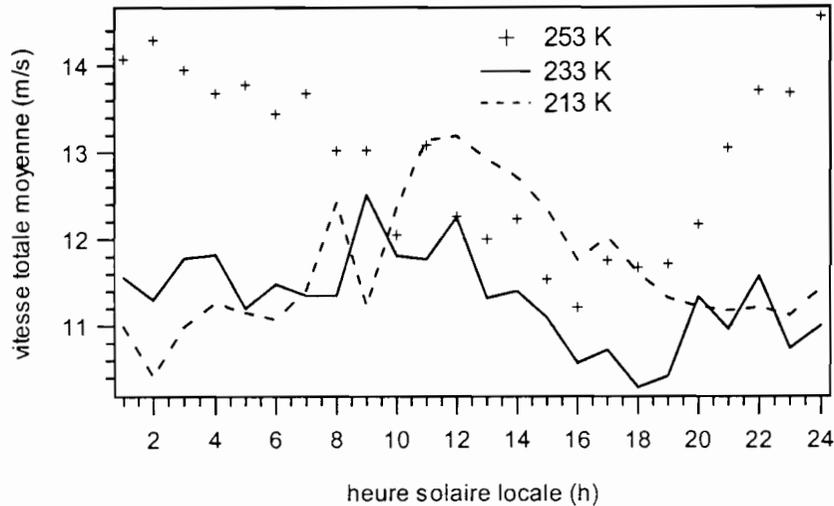


Figure III-9: Vitesse totale moyenne (m/s) des SCM0 selon l'heure de leur première apparition (naissance ou division) pour les trois seuils en température.

La **Figure III-9** montre la vitesse totale moyenne des SCM selon l'heure de leur première apparition. Au seuil 253 K on observe les SCM les plus rapides lorsque les divisions sont plus nombreuses que les naissances (**Figure III-7 (a)**). Ce résultat est tout à fait cohérent avec les observations faites précédemment sur les vitesses exagérément élevées liées aux variations brusques des caractéristiques morphologiques des SCM. Les résultats aux seuils 233 K et surtout 213 K sont par contre beaucoup moins affectés par ce phénomène. On remarque que les SCM les plus rapides apparaissent entre 10H00 et 16H00 au seuil 213 K et entre 9H00 et 14H00 au seuil 233 K. Ce résultat est intéressant pour deux raisons:

- La distribution du nombre de SCM en fonction de la vitesse totale moyenne est d'allure Gaussienne. La modulation de la vitesse moyenne en fonction de l'heure de leur apparition n'est donc pas liée à un biais statistique compte tenu du nombre d'événement entre 10H00 et 16H00.
- La modulation de la vitesse est particulièrement visible au seuil 213 K et se situe dans la gamme des vitesses caractéristiques des lignes de grains (Desbois et al., 1988).

La **Figure III-9** montre que les SCM les plus rapides naissent de préférence plus tôt que l'ensemble des SCM. De plus, les résultats au seuil le plus froid sont les moins bruités. Si l'on souhaite sélectionner les lignes de grains à partir de leur vitesse de propagation (ce qui est très raisonnable compte tenu de la littérature sur le sujet (Desbois et al., 1988, Rowell and Milford, 1993)) il semble préférable de le faire au seuil 213 K.

III.3 Variations saisonnières

La **Figure III-10 (a)** montre que le nombre de SCM0 au seuil 233 K augmente fortement entre le début et la fin du mois de juillet pour atteindre son maximum durant le mois d'août. Le nombre de SCM0 reste stable pendant pratiquement tout le mois d'août puis décroît nettement dès le début du mois de septembre. La distribution du nombre de SCM0 au seuil 213 K (graphe (c)) est similaire. On remarque cependant que le maximum est atteint 12 jours après celui au seuil 233 K.

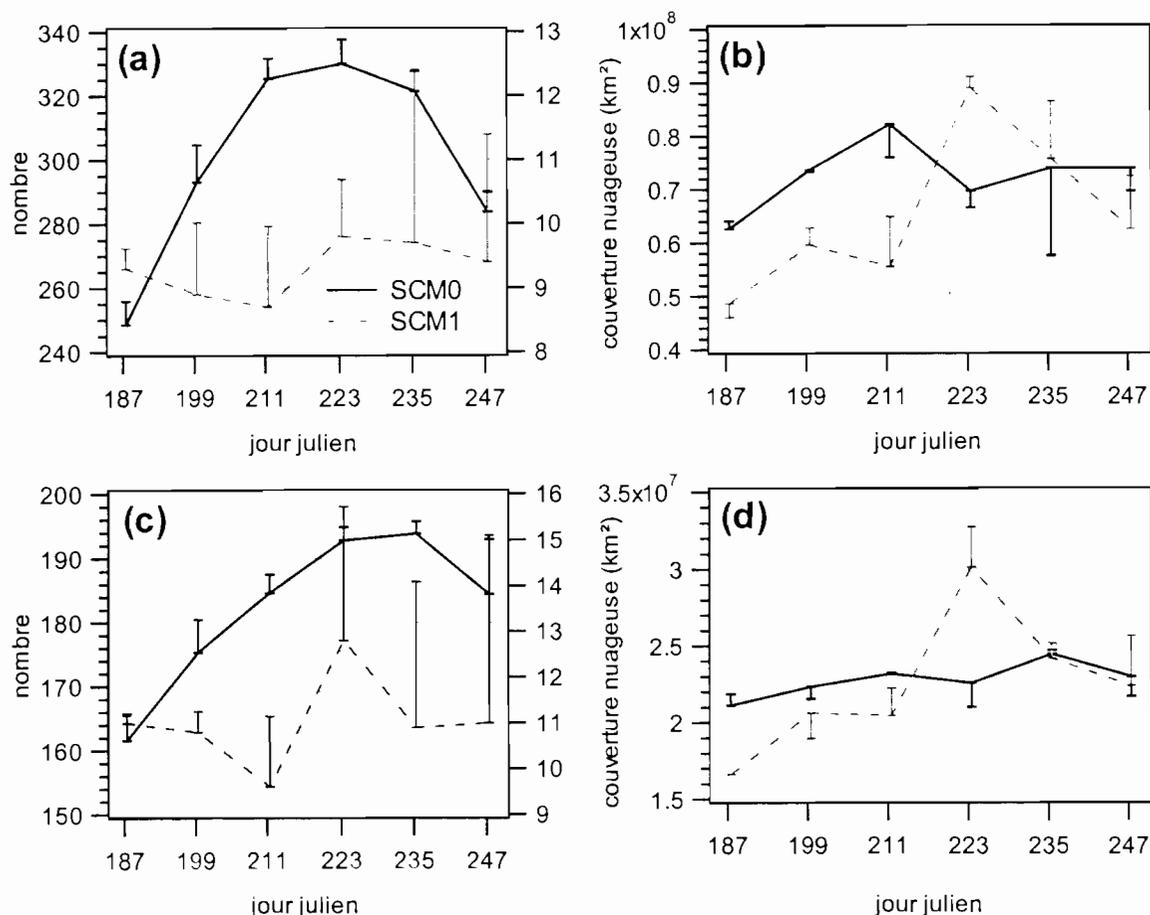


Figure III-10: Variations saisonnières du nombre de SCM0 (axe de gauche) et de SCM1 (axe de droite) pour les seuils 233 K (a) et 213 K (c). Variations saisonnières de la couverture nuageuse des SCM0 et SCM1 pour les seuils 233 K (b) et 213 K (d). Les erreurs liées au jeu de données et au filtrage des SCM de plus de 5000 km² sont indiquées. Le pas d'abscisse est de 12 jours.

Le nombre de SCM1 ne varie que très peu au cours de la saison. Si l'on tient compte des erreurs, il apparaît cependant que ce nombre ait tendance à être plus important au mois d'août pour les deux seuils considérés (graphes a et c).

Les variations saisonnières de la couverture nuageuse au seuil 233 K sont montrées dans le graphe (b). Les fluctuations de la couverture nuageuse des SCM0 suivent très approximativement les fluctuations de leur nombre. La couverture nuageuse des SCM0 varie assez peu (l'écart maximum à la moyenne représente moins de 15%). En revanche, la couverture nuageuse due aux SCM1, malgré une faible variation du nombre, subit une importante fluctuation saisonnière et devient maximum au mois d'août (l'écart maximum à la moyenne est de l'ordre de 30%).

Au mois de juillet, la couverture nuageuse aux deux seuils est principalement expliquée par les SCM0, particulièrement dans la première moitié. Au mois d'août, c'est l'inverse. Au début du mois de septembre la tendance s'inverse à nouveau mais de façon plus mitigée si l'on tient compte des erreurs.

La **Figure III-11** montre que le rayon moyen des SCM0 (graphe (a)) ne varie pratiquement pas au cours de la saison. Par contre, le graphe (b) montre clairement une fluctuation saisonnière du rayon moyen des SCM1 (principalement au seuil 233 K) qui est plus élevé de 12% au mois d'août par rapport au mois de juillet.

Ainsi, le mois d'août, comparé au reste de la saison étudiée, est caractérisé par des SCM de longue durée de vie plus gros et un nombre de SCM plus important.

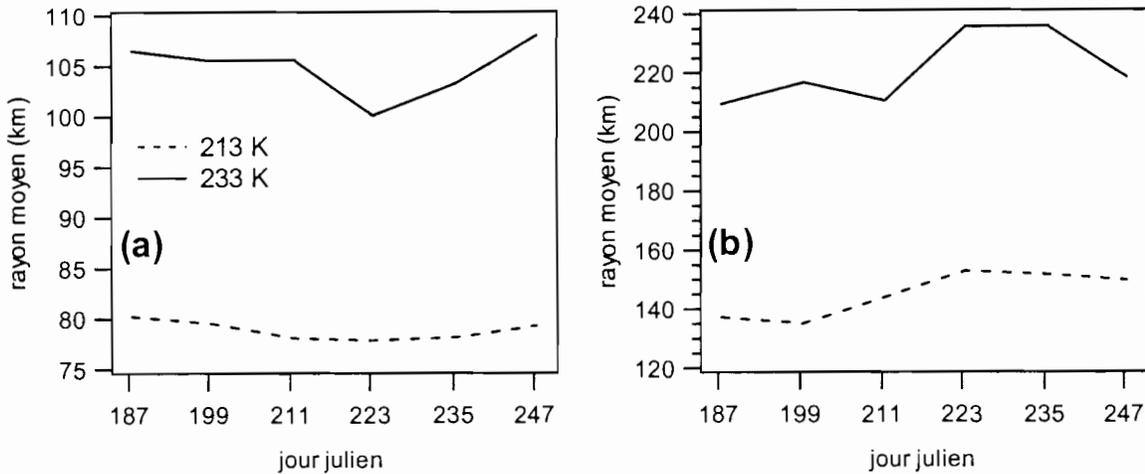


Figure III-11: Variations saisonnières du rayon moyen (km) des SCM0 (a) et des SCM1 (b) aux seuils 213 K et 233 K. Le pas d'abscisse est de 12 jours.

III.4 Distributio ns spatiales

III.4.1 Couverture nuageuse

La **Figure III-12** montre les occurrences annuelles moyennes des SCM sur 9 années (1989-1991, 1993-1994, 1996-1999). On n'a pas tenu compte de l'année 95 en raison des 10 jours de données manquantes, ni de l'année 92 qui ne couvre que partiellement les zones du sud. La fermeture des isolignes vers 20°E est liée à la limite des extractions METEOSAT utilisées.

On note que les reliefs principaux correspondent à des maxima. C'est principalement le cas des reliefs Guinéens (10°W, 10°N), des Monts Cameroun (12°E, 6°N) et du plateau de Jos (9°E, 10°N). On note aussi les maxima au niveau des côtes de la Guinée et du Nigéria. Ces maxima sont liés aux eaux chaudes et aux effets de brise thermique (cf annexe II, cycle diurne).

En outre, on remarque que les occurrences au seuil 213 K sont concentrée entre 10°N et 15°N. En revanche, aux seuils plus chauds, les occurrences restent importantes dans les zones situées au sud. Ceci est cohérent avec une convection très profonde dans la bande Sahélienne et une convection moins développée au sud. Plusieurs facteurs peuvent expliquer la concentration de la convection très profonde dans la bande Sahélienne:

- C'est la zone où le cisaillement vertical du vent est le plus fort (cf chapitre VI, Mathon and Laurent, 2001, Thorncroft and Haile, 1995). Les travaux de Roux (1991) ou Redelsperger (1993), pour ne citer que ceux là, montrent clairement qu'un fort cisaillement vertical du vent favorise fortement le développement des systèmes convectifs organisés (lignes de grains, complexes convectifs de méso-échelle).
- Redelsperger (1993) montre que la présence d'air sec dans les couches moyennes est un élément clef de la dynamique des lignes de grains. Compte tenu du gradient méridien d'humidité, les couches moyennes de la bande 10°N-15°N sont plus sèches que celles situées à des latitudes plus proches de l'équateur.
- C'est dans cette bande que l'on enregistre les températures potentielles équivalentes les plus élevées (Thorncroft and Haile, 1995)

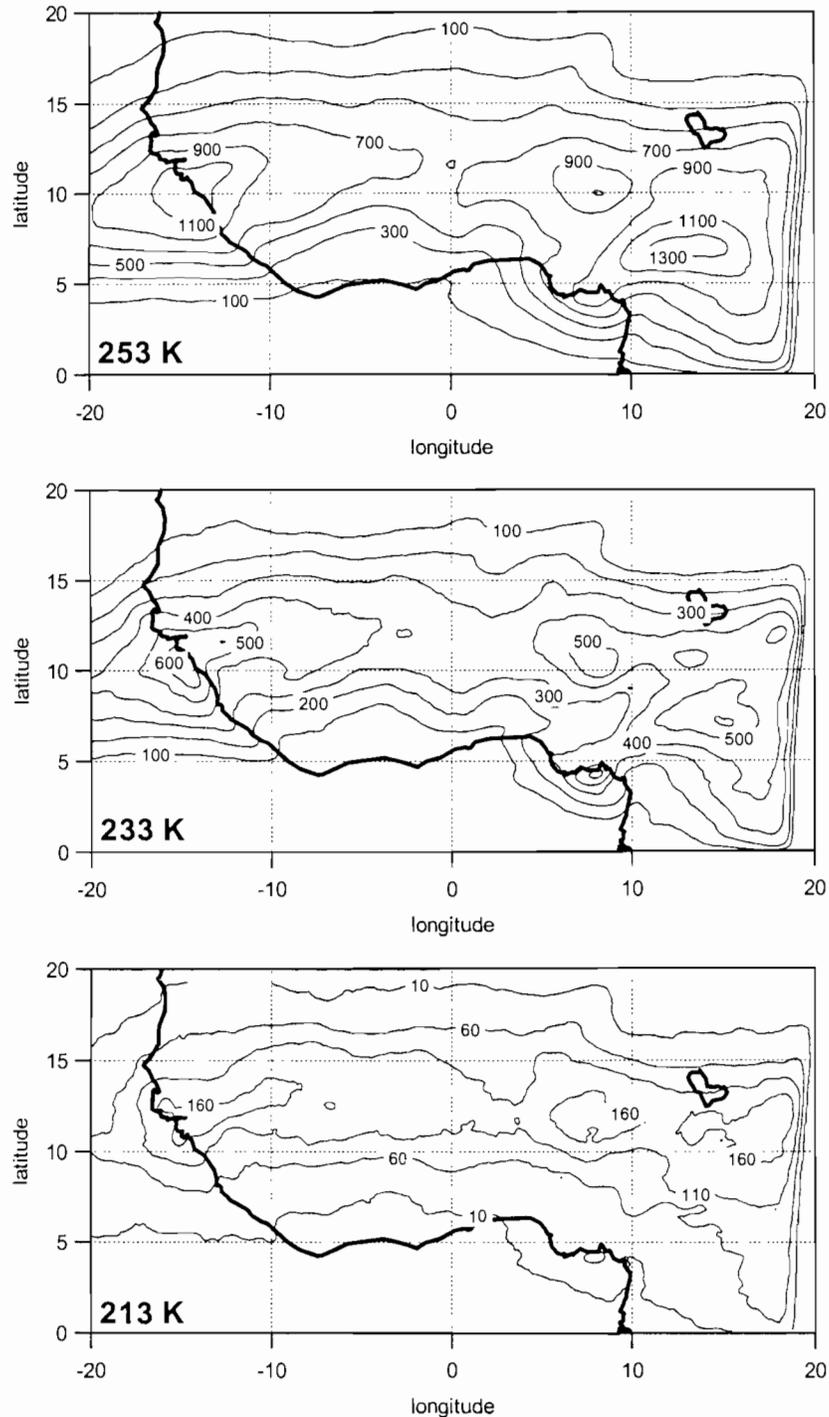


Figure III-12: Occurrences annuelles moyennes des SCM aux seuils 253 K, 233 K et 213 K. Calculs faits sur 9 années (1989-1991, 1993-1994, 1996-1999).

La Figure III-13 montre la durée de vie moyenne, la taille moyenne et la vitesse zonale moyenne des systèmes convectifs au prorata des occurrences au seuil 233 K. Cette figure indique que la couverture nuageuse de la bande Sahélienne est liée à des systèmes convectifs de durée de vie, de taille et de vitesse de propagation plus élevées que sur le reste de la fenêtre d'étude. Ce résultat confirme que les systèmes convectifs de la bande Sahélienne sont plus organisés que ceux des zones situées plus au sud, ce qui peut être imputé aux caractéristiques atmosphériques de la zone Sahel central.

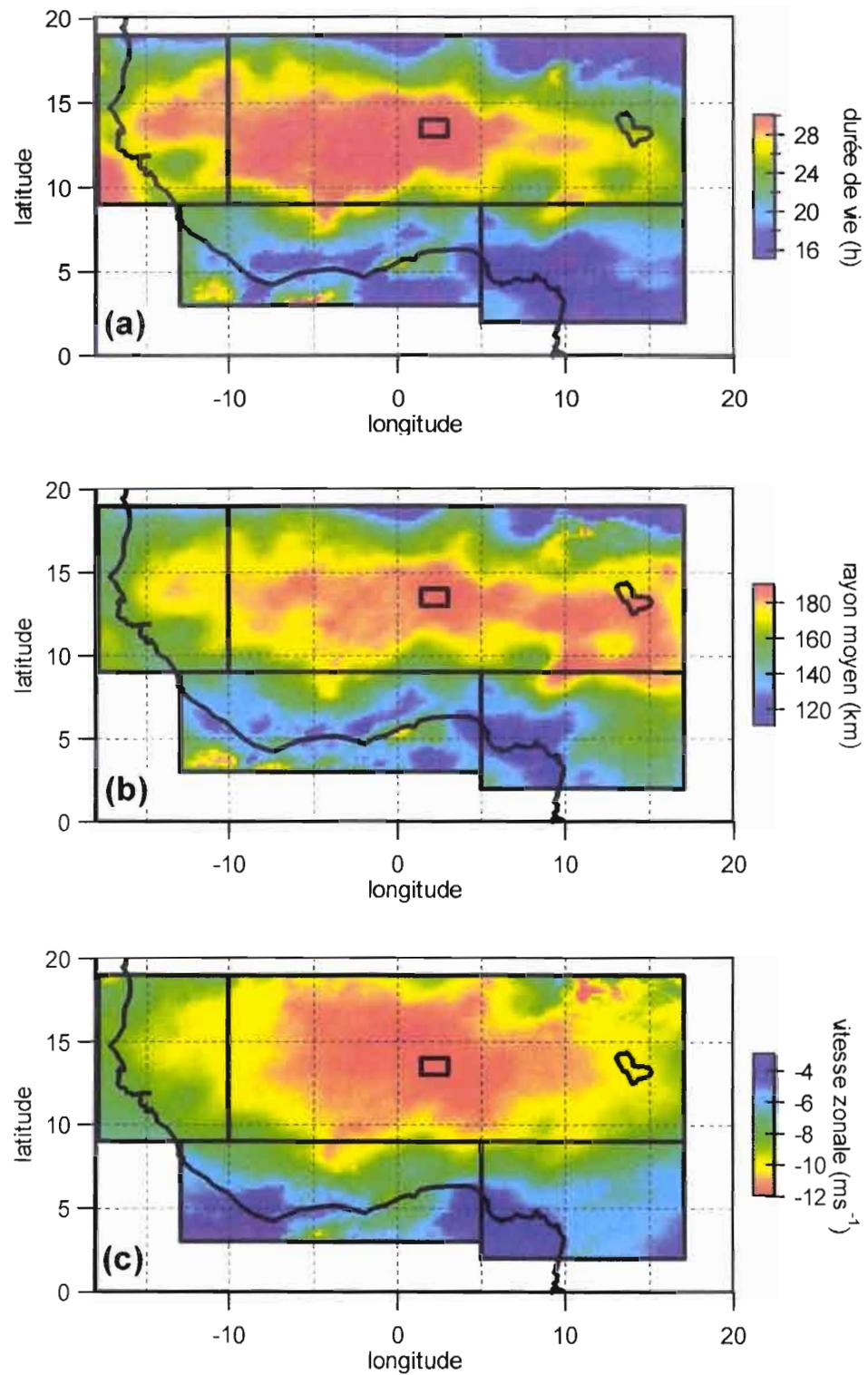


Figure III-13: Distributions spatiales de la durée de vie moyenne (a, h), de la taille moyenne (b, km) et de la vitesse zonale moyenne (c, m/s) de la couverture nuageuse au seuil 233 K.

III.4.2 Naissances et dissipations des SCM

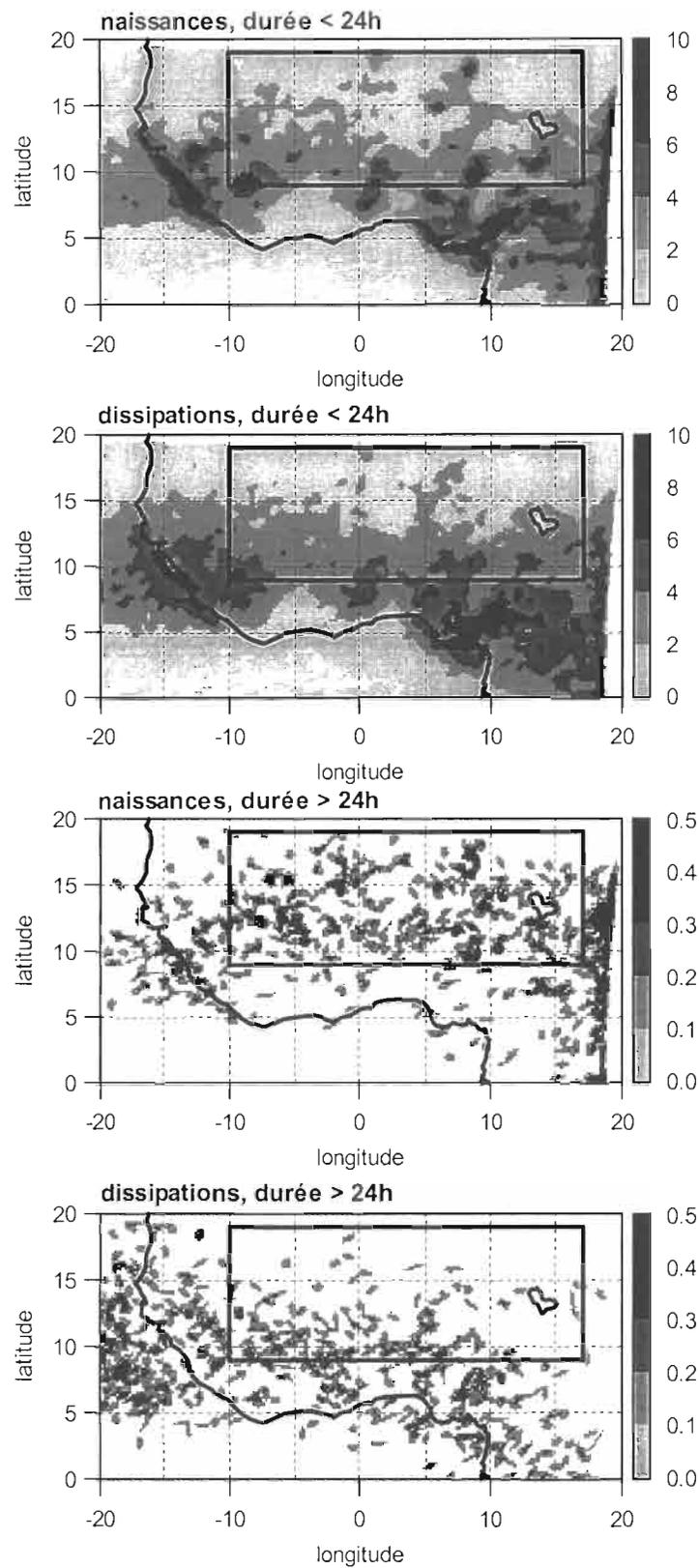


Figure III-14: Occurrences de la couverture nuageuse annuelle moyenne au moment de la naissance ou de la dissipation des SCM (233 K). On a séparé les SCM en deux catégories: les SCM de durée de vie inférieure à la journée et ceux de durée de vie supérieure à 24 heures. Calcul fait sur 9 années. La zone Sahel central et le contour du continent Africain ont été ajoutés

La **Figure III-14** montre les occurrences au seuil 233 K des SCM au moment de leur naissance ou de leur dissipation. On a séparé les SCM de durée de vie supérieure à la journée des SCM de plus courte durée de vie.

Les zones de relief sont particulièrement favorables au déclenchement de la convection. Ceci est particulièrement visible pour les SCM de faible durée de vie. On remarque principalement les reliefs Guinéens (10°W, 10°N), les Monts Cameroun (12°E, 6°N), l'Atakora (2°E, 9°N), le Plateau de Jos (9°E, 10°N) et l'Air (7.5°E, 17°N). Les zones côtières de la Guinée et du Nigéria sont aussi favorables aux naissances des SCM. Comme discuté en annexe II, la présence d'eaux chaudes associée aux phénomènes de brise thermique sont à l'origine d'un pic secondaire des naissances vers 2h00 heures solaires. Les maxima vers 20°E correspondent à un artefact lié à la limite des extractions METEOSAT utilisées. L'impact du relief sur les naissances des SCM de longue durée de vie est moins évident bien que les principaux reliefs déjà mentionnés constituent toujours des zones favorables.

Les zones de concentration des dissipations des SCM de durée de vie inférieure à la journée sont très semblables aux zones de naissances. Ainsi, beaucoup de SCM de durée de vie limitée se dissipent aux environs de leur lieu de naissance, généralement plus à l'ouest (situation particulièrement visible au niveau du Plateau de Jos). En revanche, pour les SCM de durée de vie supérieure à la journée, on observe un net décalage vers l'ouest et le sud des lieux de dissipations par rapport aux zones de naissances. Peu de SCM de longue durée de vie naissent dans la zone Côte d'Ivoire, en revanche, beaucoup plus de SCM de ce type se dissipent dans la région. Un comportement similaire est observé sur l'océan proche des côtes, soulignons cependant qu'un certain nombre de dissipations n'auraient peut être pas eu lieu si les extractions METEOSAT avaient été plus étendues vers l'Ouest.

Nous nous sommes intéressés de plus près à l'impact du relief sur les naissances des SCM sur le continent. La notion de relief, particulièrement sur le Sahel central, peut faire sourire nos montagnards de Chamonix puisque les zones d'altitude supérieure à 1000 m sont rares dans la région.

A partir d'un modèle numérique de terrain de 30 secondes d'arc rééchantillonné au pas de 0.05 degrés, nous avons étudié la densité spatiale des naissances de SCM sur la zone Sahel central en fonction de l'altitude et de la discontinuité du relief. L'altitude considérée est la plus proche du centre géométrique du SCM au moment de sa naissance. La discontinuité du relief est la différence entre cette altitude et l'altitude moyenne dans un rayon de 150 km autour de l'emplacement du centre géométrique du SCM (ce qui correspond approximativement à 100 km par rapport aux bords du SCM).

Les résultats sont présentés dans la **Figure III-15**. Cette figure montre que plus de 60% des SCM de la zone Sahel central naissent à une altitude supérieure à 400 m. Seulement un tiers de la zone Sahel central a une altitude supérieure à 400 m. La densité spatiale montre que la probabilité de naissance d'un SCM croît fortement avec l'altitude. Le graphe de droite de la **Figure III-15** apporte une information supplémentaire. Il montre que les discontinuités de méso-échelle du relief ont aussi un impact important sur la probabilité de naissance des SCM. Les zones de discontinuité absolue de plus de 75 m accueillent plus de 60% des naissances de SCM. Ces zones sont généralement situées dans ou en bordure de celles d'altitude supérieure à 400 m.

Le relief d'altitude supérieure à 400 m est indiqué dans la **Figure III-16**. Si l'on se réfère à la **Figure III-14**, on voit que la zone de relief supérieur à 400 m comprise entre le Plateau de Jos et l'Air (entre 5°E et 10°E) est particulièrement favorable aux naissances de SCM, notamment pour ceux de longue durée de vie. On montrera au chapitre IV que cette configuration géographique est à l'origine du cycle diurne des pluies observées sur la zone de l'expérience EPSAT-Niger (Lebel et al., 1992).

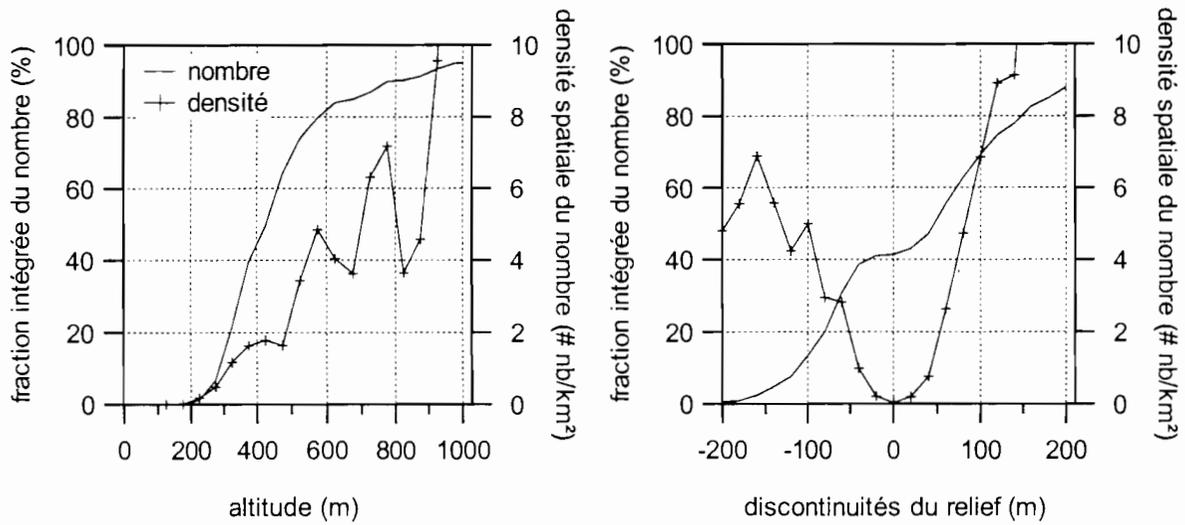


Figure III-15: Impact du relief sur les naissances de SCM sur le Sahel central. On a représenté la fraction cumulée (%) du nombre de naissances et sa densité spatiale en fonction de l'altitude (gauche, m) et des discontinuités dans le relief (droite, m). La notion de discontinuité est décrite dans le texte. L'unité relative à la densité spatiale s'apparente indirectement à un nombre divisé par une surface (km^2) car la relation entre les degrés et les mètres n'est pas linéaire. La densité spatiale est calculée en divisant le nombre de naissances par l'ensemble des pixels du MNT (rééchantillonné tous les 0.05 degrés) correspondant à une altitude ou une valeur de discontinuité donnée.

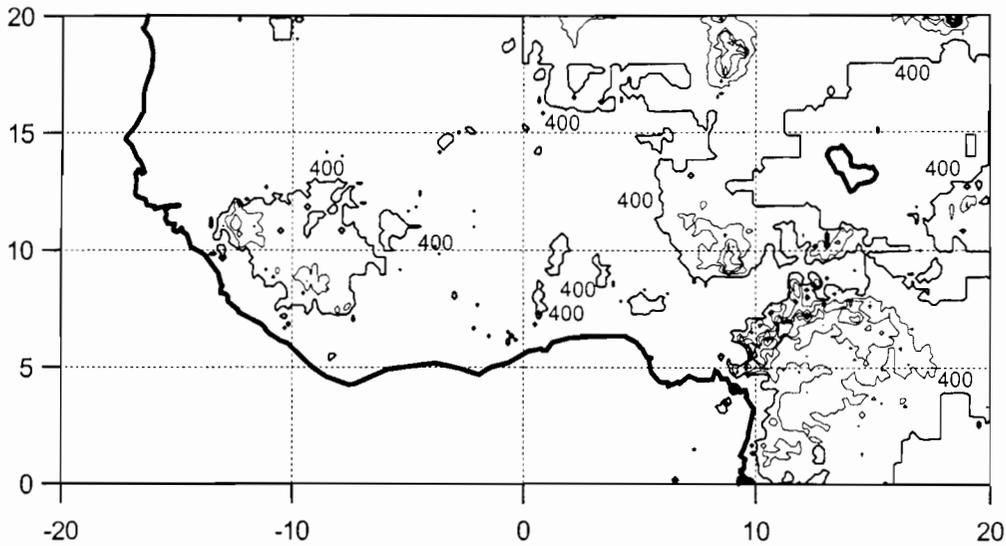


Figure III-16: Carte de l'Afrique de l'Ouest sur laquelle figure le relief d'altitude supérieure à 400 m. Le contour à 400 m est épais. Les contours d'altitude supérieure sont indiqués en trait fin tous les 250 m. Le contour du continent africain et du lac Tchad ont été ajoutés.

III.5 Synthèse

Les résultats du suivi des SCM à haute résolution sur 10 années étendent et confirment ceux obtenus par les études antérieures, limitées dans le temps et/ou utilisant des données de basse résolution (Machado et al., 1998, Hodges and Thorncroft, 1997 ...).

Les distributions du nombre et de la couverture nuageuse en fonction de la durée de vie et de la taille moyenne des SCM peuvent être approximées par des fonctions simples. Ceci peut avoir des applications pour traiter les problèmes d'échantillonnage temporel des satellites défilants du type TRMM. Par exemple, lorsqu'on observe un SCM dans une image TRMM, on peut, selon sa taille, lui associer une durée de vie approximative. La vitesse des SCM étant proche en moyenne de celle du vent des couches moyennes (Mathon and Laurent, 2001, chapitre VI), on peut donc attribuer au SCM une vitesse égale à celle du vent à 600 hPa. En supposant que la taille du SCM dans l'image TRMM est sa taille maximale on peut interpoler spatialement la couverture nuageuse quelques heures avant et quelques heures après.

Les distributions obtenues montrent qu'un nombre limité de SCM de longue durée de vie et de grande taille expliquent une large part de la couverture nuageuse. Ainsi, 60 SCM de plus de 24 heures expliquent la moitié de la couverture nuageuse du Sahel central au seuil 233 K. Ce résultat a des implications pour la validation de la convection dans les MCG. Ces derniers doivent être en mesure de simuler au moins les SCM de grande durée de vie car, comme nous le verrons au chapitre IV, ils sont aussi très productifs en terme de pluie.

L'étude des variations diurnes montre une nette tendance des SCM à naître l'après-midi vers 16h00. Les SCM de longue durée de vie ont tendance à naître plus tôt, vers 14h00. Ceci laisse supposer que des conditions atmosphériques plus favorables que la normale permettent le développement de ces systèmes. En terme de couverture nuageuse, on a montré que les variations diurnes de la couverture nuageuse des SCM de longue durée de vie étaient liées à la modulation de leur taille propre. En revanche, celles des SCM de durée de vie inférieure à la journée sont principalement liées aux variations du nombre, même si leur taille propre est aussi modulée. Ce résultat a des implications pour les modèles de circulation générale (MCG). Les comportements différents des SCM en fonction de leur degré d'organisation (taille, durée de vie) vis à vis des variations diurnes du réchauffement solaire et le fait que de gros SCM peuvent recouvrir plusieurs mailles d'un MCG montrent l'importance de paramétrer ce degré d'organisation. De plus, les SCM de longue durée de vie sont très pluvio-gènes (chapitre IV) et il convient donc de les représenter correctement dans les MCG.

Comme nous le verrons au chapitre IV, les divisions de SCM sont généralement associées à une baisse de l'intensité de la convection conjuguée avec l'effet de seuil sur les températures de brillance alors que les fusions, dans une moindre mesure, sont souvent liées à son augmentation. Ceci explique la forte similitude entre la distribution des naissances et celle des fusions et entre celle des divisions et celle des dissipations. On aboutit ainsi à un scénario plausible pour expliquer les déphasages des distributions des variations diurnes des naissances, fusions, divisions et dissipations de SCM. Les SCM naissent dans l'après-midi, principalement vers 16h00. Parce que la probabilité que deux SCM appartenant à des entités différentes se rencontrent en fin d'après-midi est plus forte ou en raison de l'effet de seuil, on observe un maximum de fusions deux heures après les naissances. Pour la majorité des SCM, l'étape de dissipation commence, induisant le maximum de divisions une heure plus tard qui précède le maximum de dissipations vers 20h00.

Les variations saisonnières sur le Sahel central montrent que les SCM de durée de vie limitée sont plus nombreux au mois d'août que sur le reste de la saison étudiée. En revanche, le nombre de SCM de longue durée de vie varie peu en moyenne mais leur taille est sensiblement plus importante au mois d'août.

L'étude des distributions spatiales des naissances de SCM a montré l'importance du relief dans le déclenchement de la convection. Il a été établi que 60% des naissances ont lieu sur un tiers de la

zone Sahel central caractérisé par une altitude supérieure à 400 m. La probabilité d'observer une naissance augmente fortement avec l'altitude. Les discontinuités de méso-échelle du relief jouent aussi un rôle important. Les discontinuités dont l'impact est significatif (autour de 75 m) se confondent souvent avec les zones d'altitude supérieure à 400 m, ou se situent à proximité de leurs frontières.

Sur le continent, la couverture nuageuse au seuil 213 K se situe préférentiellement dans la bande 10°N-15°N. C'est dans cette bande que l'on enregistre les températures potentielles équivalentes les plus fortes et aussi le cisaillement vertical du vent le plus fort (Thorncroft and Haile, 1995). Un fort cisaillement vertical du vent est un facteur favorable au développement des lignes de grains (Redelsperger, 1993) qui sont principalement à l'origine de la convection très profonde sur la région. La sécheresse de la moyenne troposphère est aussi un facteur très important pour la dynamique des lignes de grains, ce qui peut aussi expliquer que l'on observe plus de lignes de grains sur le Sahel que sur les régions situées plus au sud.

Chapitre IV

LES SYSTEMES CONVECTIFS ET LA PLUIE

De nombreux travaux consacrés à l'estimation des pluies par satellite montrent bien la difficulté de mettre en regard deux quantités très indirectement liées entre elles: le rayonnement atmosphérique infrarouge et la pluie tombée au sol (Arkin, 1979, Jobard and Desbois, 1992, Laurent et al., 1998 ...). L'objectif de ce chapitre n'est pas de proposer une nouvelle méthode d'estimation des pluies par satellite, même si certains résultats présentés ici pourraient déboucher sur une telle application. Il s'agit de définir, par le biais d'une climatologie, les caractéristiques pluviométriques des SCM.

Une étude fine de la pluviométrie associée aux SCM ne peut être menée à partir des données des services opérationnels. Ces dernières sont souvent de qualité inégale et caractérisées par une résolution temporelle insuffisante (données journalières) et un échantillonnage spatial trop éparse. En revanche, les conditions nécessaires à l'aboutissement de ce travail sont réunies sur la Zone EPSAT-Niger (ZEN) située en plein cœur du Sahel central (1.4°E-3°E, 13°N-14°N). Cette zone est équipée depuis 1990 d'un réseau de pluviographes dont la densité a beaucoup variée, passant de plus de 100 appareils en 1992 à moins d'une quarantaine depuis 1997. Lebel and Le Barbé (1997) et Lebel and Amani (1999) ont montré que la répartition géographique adéquate des pluviographes compense efficacement la baisse importante de leur nombre au fil des années. L'étude des caractéristiques pluviométriques des SCM va ainsi pouvoir être menée sur 9 années (1990-1994 et 1996-1999), l'année 1995 n'étant pas considérée en raison du nombre de données satellitaires manquantes trop important.

Au lieu de comparer pixel à pixel la pluie au sol et les températures infrarouge, nous allons mettre en regard deux populations: les SCM identifiés par satellite et les événements pluvieux définis à l'aide du réseau pluviographique EPSAT-Niger. Le dispositif de mesure EPSAT-Niger permet en effet de définir simplement et objectivement ce qu'est un événement pluvieux sur une fenêtre de 16000 km². D'Amato (1998), dans la lignée de travaux préliminaires d'Amani et al. (1996) a proposé une classification des événements pluvieux sur la ZEN et étudié leurs caractéristiques statistiques sur la période 1990-1995. On va donc faire le parallèle entre l'événement pluvieux observé au sol sur la ZEN et le SCM identifié à partir des sorties de l'algorithme de suivi décrit au chapitre II de cette thèse. Cette mise en correspondance soulève des difficultés méthodologiques liées à deux types de facteurs:

- effets de fenêtre, puisqu'on observe la pluie sur une zone réduite de 16000 km² alors que les SCM ont une taille variant de 5000 km² à quelques centaines de milliers de kilomètres carrés.
- effets liés à la relation très indirecte entre la donnée infrarouge qui détecte le sommet des nuages et la pluviométrie au sol. C'est un problème de météorologie et de physique atmosphérique.

Le premier effet peut être réduit en utilisant des critères de recouvrement entre la zone de mesure et le SCM. Le second est insurmontable. Avec de la donnée radar permettant d'avoir accès à la structure interne des nuages, le lien entre la convection et la pluviométrie n'est pas simple. Avec la seule donnée infrarouge, le problème se complexifie car la localisation des régions convectives constituant la partie la plus active des SCM n'est pas accessible. On ne mesure que la conséquence de la convection, c'est à dire les gouttelettes d'eau en suspension à haute altitude. La région de l'expérience TOGA-COARE illustre bien les limites de la mesure infrarouge pour détecter les zones convectives. Sur cette région, la circulation des hautes couches et celle des couches situées en dessous peuvent être de sens opposé. La convection se propage dans le sens de la circulation des moyennes et des basses couches alors que l'enclume froide est advectée par la circulation des hautes couches (Wu and LeMone, 1999, Rickenbach, 1999) et se déconnecte de sa source convective. Cette configuration est à l'origine de la médiocre correspondance entre les occurrences des nuages à sommet froid et la pluviométrie. Sur l'Afrique de l'ouest, la circulation des hautes et moyennes couches sont de même sens, il existe ainsi une relativement bonne correspondance entre les températures infrarouges très froides et la convection: Jobard and Desbois (1992) montrent, sur le Sahel, que plus la température de brillance d'un nuage est froide plus il y a de chances d'observer de la pluie en dessous. L'algorithme de suivi utilise trois seuils en température (253 K, 233 K, et 213 K). Le second effet sera donc traité en recherchant parmi ces trois seuils celui qui est le mieux adapté pour décrire la pluviométrie de la ZEN.

IV.1 Méthodologie

Cette section a pour but de définir concrètement les "objets" que l'on souhaite comparer. **Tous les résultats de ce chapitre sont établis pour les années 1990 à 1994 et 1996 à 1999 entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre.**

IV.1.1 Définition d'un événement pluvieux vu au sol

Nous utilisons les critères de D'Amato (1998) car ils sont efficaces et simples à mettre en œuvre. Ces critères se basent essentiellement sur la proportion de stations touchées par la pluie (**Table IV-1**). C'est une façon de décrire l'étendue spatiale au sol de l'événement pluvieux. En sus, un critère de pluie minimum et un critère de continuité de la pluie sont utilisés. Le critère de continuité permet de séparer les événements. L'intermittence entre deux événements tels qu'ils sont définis dans la **Table IV-1** est toujours supérieure à plusieurs heures. Par ailleurs, D'Amato (1998) considère deux classes d'événements pluvieux: les événements SCM qui correspondent à l'ensemble des événements pluvieux et les événements CCM qui forment un sous groupe des événements SCM. Ces dénominations ont été utilisées par référence aux classifications satellitaires existantes (Maddox, 1980 pour les CCM). Il s'agit avant tout d'une conjecture faute d'avoir pu procéder à une analyse comparative d'une population d'événements pluvieux classifiés et d'une population d'événements SCM vus par satellite classifiés selon les critères de Maddox (1980). Ce type d'analyse fait partie de ce que nous nous proposons de faire dans ce chapitre.

Table IV-1: Critères utilisés dans la définition des événements pluvieux à partir des observations au sol. P correspond à la proportion de stations touchées (%). M est la valeur minimum de pluie que l'on doit observer pour au moins une station (mm). Ts correspond à la durée maximum d'interruption de la pluie sur l'ensemble de la zone instrumentée. Au delà l'événement est considéré comme différent. SCM indique que la pluie est liée à un système convectif de méso-échelle. Lorsque plus de 80% des stations sont touchées, la pluie est associée à un complexe convectif de méso-échelle (CCM).

	SCM	CCM
P (%)	>30	>80
M (mm)	>1	>1
Ts (minutes)	<30	<30

Afin de ne pas confondre les dénominations SCM et CCM au sol et celles utilisées en météorologie, nous utiliserons les dénominations indiquées dans la **Table IV-2**.

Table IV-2: Classifications des événements pluvieux au sol utilisées dans cette thèse.

{Es1}	événement sol classifié SCM mais pas CCM	30%<P<80%
{Es2}	événement sol classifié CCM	P>80%

IV.1.2 Définition d'un événement nuageux pluvigène

Le but de cette section est de montrer que l'on peut définir un événement nuageux comparable à l'événement pluvieux défini dans la section précédente. Ces événements sont appelés événements nuageux pluvigènes (ENP). Cette dénomination anticipe les résultats. En effet, il s'avère que tous les événements nuageux que l'on sélectionne avec les critères établis dans cette section donnent de la pluie, même si cette pluie ne correspond pas à un {Es1} ou un {Es2}.

Les problèmes liés à cet objectif ont été discutés dans l'introduction de ce chapitre. En résumé, il s'agit de trouver le seuil en température adéquate et des critères permettant de réduire l'effet de fenêtre lié aux échelles spatiales différentes entre le système nuageux et la zone d'observation. Deux critères logiques viennent immédiatement à l'esprit pour réduire l'effet de fenêtre: la durée de l'ennuage de la ZEN et surtout la surface de la ZEN recouverte pendant l'événement nuageux. Pour fixer des valeurs de seuil sur ces critères nous avons utilisé la classification des pluies au sol.

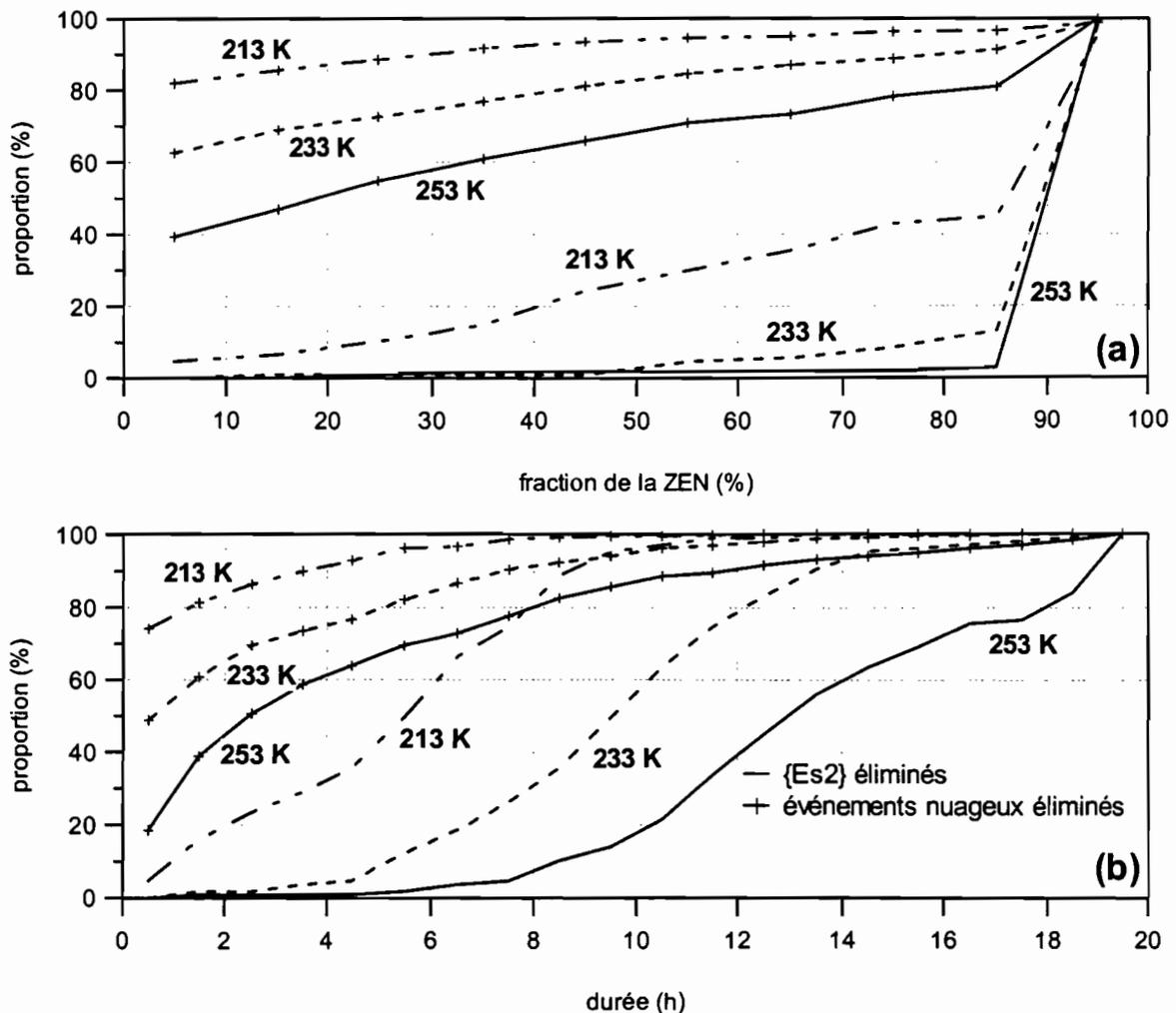


Figure IV-1: Recherche des paramètres optimaux pour filtrer un maximum d'événements nuageux tout en conservant un maximum de {Es2}. Le graphique (a) montre les gains et pertes que l'on obtient en jouant sur la fraction de la ZEN touchée par les SCM pour chacun des trois seuils en température. La résolution est de 5% en ordonnée et 10% en abscisse. Le graphique (b) est similaire au précédent mais concerne la durée de l'ennuage. La résolution est de 5% en ordonnée et 1 heure en abscisse. Les proportions indiquées en ordonnée se basent sur le nombre total de SCM à 253 K dont au moins 1 pixel METEOSAT touche la ZEN. Les marqueurs sont centrés sur l'intervalle.

Pour chacun des trois seuils en température utilisés par l'algorithme de suivi nous avons comptabilisé le nombre de SCM ayant touché la ZEN et le nombre de {Es2}. L'opération est répétée pour différents seuils sur le recouvrement des SCM avec la ZEN et la durée de l'ennuage. Pour comparer les seuils en température, il faut une base commune. On se réfère au nombre de SCM à 253 K dont au moins 1 pixel METEOSAT est sur la ZEN car les SCM aux seuils plus froids sont forcément inclus dans un SCM défini à 253 K. Les résultats obtenus sont indiqués dans la **Figure IV-1**.

Une comparaison des graphes (a) et (b) montre qu'un filtrage sur la fraction de la ZEN couverte est plus performant qu'un filtrage sur la durée de l'ennuage, quelque soit le seuil en température considéré. Le graphique (a) montre que le meilleur rapport gains/perdes est obtenu pour le seuil 233 K et pour la valeur 80%. On élimine ainsi 90% des événements nuageux tout en gardant 90% des {Es2}. Au seuil 213 K, on a une valeur de 30% qui conduit à un filtrage similaire. Néanmoins, on retiendra la configuration à 233 K car d'une part, ce seuil est dans la gamme des seuils les plus utilisés pour l'estimation des pluies par satellite (Arkin, 1979) et d'autre part, les résultats obtenus sont légèrement moins bons au seuil 213 K.

Un événement nuageux pluvieux est défini au seuil 233 K à l'aide de la seule donnée satellitale. Il débute dès que la ZEN est atteinte par un système convectif et se termine dès que le ciel est clair sur la zone. Durant cet intervalle de temps, la surface couverte doit excéder 80% de la zone instrumentée. A partir de cette base on peut légèrement affiner les résultats en imposant en plus une durée d'ennuage d'au moins 5 heures (non montré).

Table IV-3: Critères objectifs de définition d'un événement nuageux pluvieux (ENP).

	seuil en température	seuil de recouvrement	durée minimum de l'ennuage	début	fin
ENP	233 K	80%	5h	1 pixel sur la ZEN	ciel clair

Par la suite nous utiliserons plusieurs dénominations pour caractériser les ENP en fonction de la classification des pluies au sol correspondantes. Ces dénominations sont résumées dans la **Table IV-4**.

Table IV-4: Classification des événements nuageux pluvieux de la zone EPSAT-Niger.

ENP	ensemble des événements tels qu'il sont définis dans la table IV-3
{Enp0}	ENP dont la pluie au sol est nulle ou ne correspond pas à un {Es1} ou un {Es2}
{Enp1}	ENP dont la pluie au sol correspond à un {Es1}
{Enp2}	ENP dont la pluie au sol correspond à un {Es2}

La **Table IV-5** met en regard les populations définies par satellite (ENP, autres événements nuageux) et les populations définies au sol ({Es1}, {Es2} et pluie faible ou nulle). Sur les 9 années considérées on détecte 186 ENP. Cent trente-six correspondent à des {Es2}, 36 à des {Es1} et 14 à de faibles pluies. Précisons que tous les ENP ont donné de la pluie. La définition des ENP permet de

filtrer 263 événements nuageux ayant donné des pluies faibles ou nulles (majoritairement nulles). Seulement 8 {Es2} ne correspondent pas à un ENP. **Les ENP correspondent à 83% de la pluie totale enregistrée entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre.** On peut donc conclure que l'on a défini objectivement et à partir de l'information satellite seule une population représentative de la pluviométrie de la ZEN. Notons que les ENP correspondent majoritairement aux {Es2} définis par D'Amato (1998).

Table IV-5: Tableau de contingence sur les 9 années d'étude. Les autres événements nuageux correspondent aux SCM à 233 K dont au moins un pixel METEOSAT a été détecté sur la ZEN.

	pluies faibles ou nulles	{Es1}	{Es2}
ENP	14	36	136
autres événements nuageux	263	73	8

IV.1.3 Etude des événements nuageux pluviogènes complexes

Nous avons déterminé un type d'événement nuageux responsable de l'essentiel des pluies de la ZEN. Les ENP débutent entre le moment où l'on observe un premier pixel METEOSAT sur la ZEN et le moment où le ciel redevient clair, du moins au seuil 233 K (c.f. **Table IV-3**). Dans ce laps de temps, il est tout à fait possible d'observer plusieurs SCM dont les cycles de vie sont différents. On qualifie de complexe les ENP comportant plusieurs SCM. **Sur la totalité des ENP, 36% sont complexes et ils représentent 23% de la pluviométrie totale.** Il semble donc que les ENP complexes soient en moyenne un peu moins efficaces que les autres en terme de production pluviométrique.

D'un point de vue pratique, on aurait préféré pouvoir associer un seul SCM à un seul ENP. L'objectif de cette section est de montrer que ce but est réalisable.

En regardant de plus près l'origine de la complexité de certains ENP, on se rend compte que dans beaucoup de cas elle est liée à des fusions et divisions de SCM aux alentours de la ZEN. Il convient donc de savoir interpréter ces phénomènes. En effet, on peut se demander si une division est liée à un effet de seuil associé à une baisse de l'activité convective ou s'il s'agit de deux entités convectives distinctes qui se séparent pour évoluer vers des directions distinctes. De même, une fusion peut être liée à un effet de seuil conjugué à une intensification de l'activité convective ou à la rencontre de deux entités convectives distinctes. Pour séparer les différents cas on propose la méthodologie suivante :

- La limite de la convection correspond au seuil 253 K (Duvel, 1989). Ainsi, toutes les fusions ou divisions sont considérées comme étant réelles à ce seuil (i.e. le fait de deux entités convectives distinctes).
- Le schéma de principe de l'identification d'une fusion artificielle et d'une fusion réelle est donné par la **Figure IV-2**. Si au début de son cycle de vie le SCM n°2 appartient à la même entité à 253 K que le SCM n°1 avec lequel il va fusionner alors il s'agit d'une fusion artificielle (cas a et b), sinon, il s'agit d'une fusion réelle (cas c).

Le schéma de la **Figure IV-2** illustre les différents cas de fusions traités par l'algorithme de suivi. Rappelons que le plus gros des deux SCM est celui qui "reçoit" la fusion (cf chapitre II). En appliquant le schéma de la **Figure IV-2** on discrimine systématiquement les fusions en tenant compte du fait qu'elles peuvent se produire à des moments différents selon le seuil en température considéré (la fusion à 253 K du cas c peut se produire entre t_{02} et t_f). La méthode décrite pour les fusions est appliquée de façon identique aux divisions de SCM. En outre, on applique la même méthode au seuil 213 K en prenant toujours 253 K comme seuil de référence.

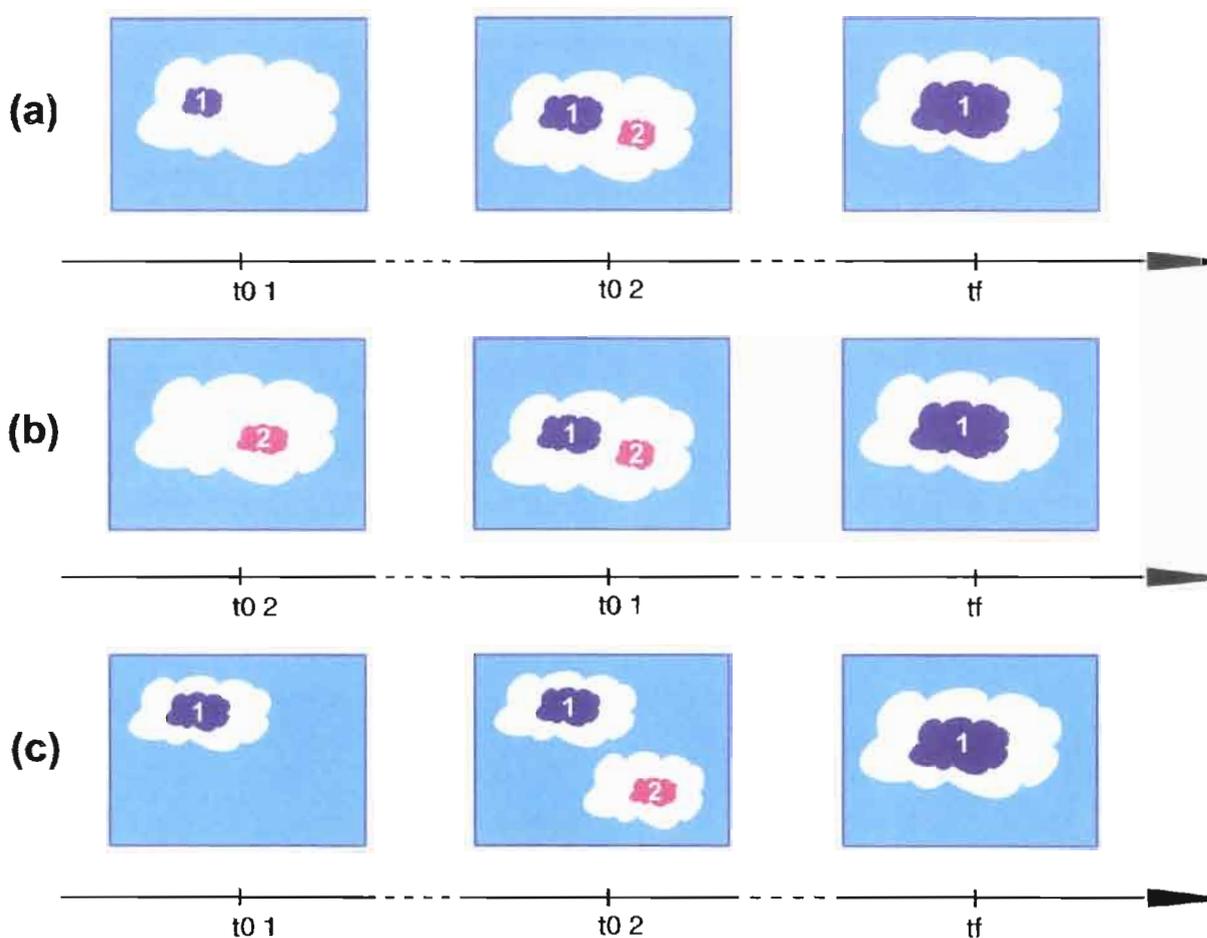


Figure IV-2 : Principe de discrimination des fusions réelles (cas b et c) et artificielles (cas a) au seuil 233 K. Les amas colorés correspondent au seuil 233 K et les amas blancs au seuil 253 K. Dans les trois cas de figure on a représenté la fusion de l'amas n°2 avec l'amas n°1. L'instant $t_{0 1}$ correspond au démarrage du cycle de vie du SCM n°1, $t_{0 2}$ au démarrage du cycle du SCM n°2 et t_f au moment de la fusion des deux amas.

Table IV-6: Proportion de fusions et divisions artificielles (cas a et b, %) et réelles (cas c, %).

	233 K			213 K		
	artificielles		réelles	artificielles		réelles
	cas a	cas b	cas c	cas a	cas b	cas c
fusions	40	8	52	51	23	26
divisions	65	3	32	66	28	6

La **Table IV-6** montre les proportions respectives des différents types de fusions et divisions. La proportion de divisions artificielles dépasse 90% (resp. 65%) au seuil 213 K (resp. 233 K). Ainsi, les divisions de SCM au seuil le plus froid sont principalement liées à une baisse de l'activité convective conjuguée à un effet de seuil. En revanche, plus de 50% (resp. 25%) des fusions sont relatives à des entités convectives différentes au seuil 233 K (resp. 213 K). Les fusions de SCM appartenant à des entités convectives différentes n'est donc pas un processus négligeable.

D'un point de vue pratique, le cas b est peu exploitable, c'est la raison pour laquelle nous avons séparé les fusions ou divisions artificielles en deux catégories. Pour le cas a, on peut attribuer la couverture nuageuse sur la ZEN associée aux SCM artificiellement créés aux SCM principaux desquels ils sont issus (divisions) ou auxquels ils se rattachent (fusions). Pour le cas b, il faudrait remodeler les cycles de vie pour rendre cette information exploitable. En se restreignant aux cas a, on parvient ainsi à simplifier une partie des ENP complexes. **Le nombre d'ENP complexes passe ainsi de 36% du nombre total d'ENP à 25% et ils ne représentent plus que 14% de la pluviométrie totale.** La **Table IV-7** permet de faire le point à ce stade de l'étude.

Table IV-7: Stratification des ENP en fonction de leur degré de complexité. Les ENP simples correspondent à un seul SCM. Les ENP complexes simplifiables se ramènent à des ENP simples en appliquant la procédure décrite dans le texte. Les ENP complexes peuvent se décomposer en un SCM principal et un ou plusieurs SCM secondaires. On a indiqué leurs contributions respectives par rapport au nombre total d'ENP, par rapport à la pluie associée à l'ensemble des ENP et par rapport à la pluviométrie totale de la ZEN.

	ENP simples	ENP complexes "simplifiables"	ENP complexes
nombre (%)	64	11	25
pluie ENP (%)	72	11	17
pluie (%)	60	9	14

Ne pouvant plus simplifier les ENP complexes restants, nous avons recherché un moyen de caractériser le SCM le plus représentatif de la pluviométrie. Le recouvrement de la ZEN est certainement à prendre en compte. Compte tenu de la propagation moyenne des SCM vers l'ouest, on peut supposer intuitivement que le premier SCM arrivant sur les lieux est le plus actif. C'est en tous cas l'impression que l'on a vu du sol (expérience personnelle sur le terrain). On choisit ainsi arbitrairement que le premier SCM qui couvre plus de 80% de la ZEN est le SCM principal, le plus représentatif de l'ENP.

Table IV-8: Contributions respectives des SCM principaux et des SCM secondaires des ENP complexes. On se base par rapport à la pluviométrie des ENP complexes correspondant à des {Es2} et par rapport à la pluie totale sur la ZEN par extrapolation (se référer au texte pour plus de précisions).

	SCM principal (le premier SCM couvrant 80% de la ZEN)	SCM secondaires
pluie ENP complexes (%)	83	17
pluie totale (%)	11,4	2,6

En se basant sur les {Es2} pour lesquels on dispose de la pluie krigée à la résolution METEOSAT, on est à même de dissocier la pluviométrie attribuable aux SCM principaux de celle associée aux SCM secondaires. On montre que les SCM principaux contribuent pour 83% de la pluviométrie de la population des ENP complexes correspondant à des {Es2}. En supposant que ce

ratio est valable pour tous les ENP complexes, on estime que les SCM secondaires ne représentent que 2.6% (contribution des ENP complexes restants multipliée par la contribution des SCM secondaires = 0.14×0.17) de la pluie totale entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre.

On peut donc raisonnablement considérer que tous les ENP peuvent être représentés par un seul SCM dont le cycle de vie est décrit par les sorties de l'algorithme de suivi.

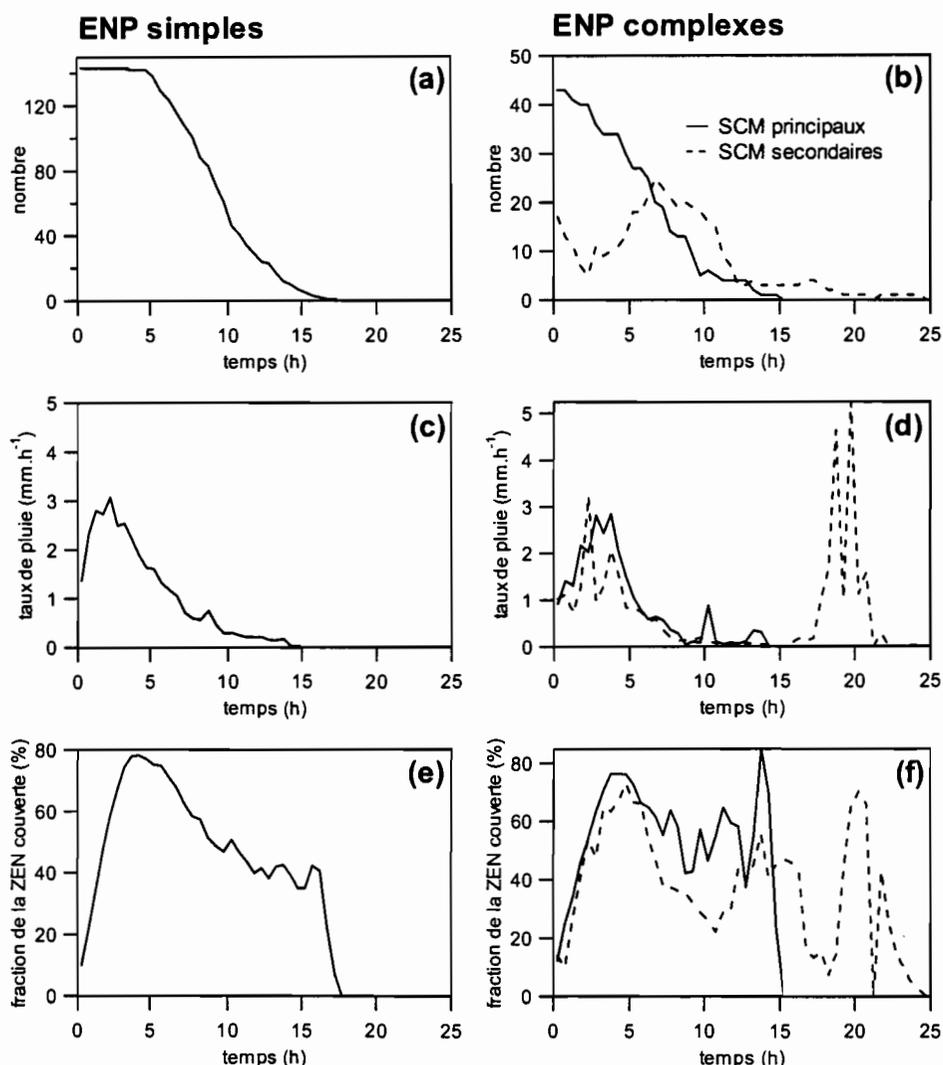


Figure IV-3: Evolution chronologique à compter du début des ENP du nombre, du taux de pluie moyen (mm/h) et de la fraction moyenne de la ZEN couverte. Les valeurs moyennes pour un temps donné sont conditionnelles à la présence du SCM principal ou secondaire sur la ZEN. (cela explique le pic vers 20 heures dans le graphe (d) qui est le résultat d'un seul cas particulier).

La Figure IV-3 permet d'analyser la structure des ENP complexes et de la comparer à celle des ENP simples. Pour le graphe (d), on a calculé le taux de pluie lorsque l'on possédait la donnée krigée (dans le cas où l'ENP correspond à un {Es2}). Les valeurs moyennes sont conditionnelles à la présence du SCM principal ou secondaire sur la ZEN (les graphes (a) ou (b) indiquent le nombre de cas sur lequel est calculé la moyenne pour une valeur en temps donnée).

D'une manière générale, le taux de pluie moyen des SCM secondaires est similaire à celui des SCM principaux. La partie la plus active des SCM se situe dans les 5 à 6 premières heures de l'ENP et les SCM secondaires sont aussi actifs que les principaux. Au delà, on observe une pluie moins forte

assimilable à de la pluie stratiforme. Il se trouve que la plupart des SCM secondaires se situent dans cette gamme de temps, ce qui explique leur faible contribution à la pluie totale. Ainsi, dans la majorité des cas, les SCM secondaires correspondent probablement à des morceaux de l'enclume du SCM principal.

Enfin, on note un cas particulier où l'on observe une forte pluie plus de 15 heures après le début de l'ENP. Il s'agit d'un seul cas en 9 années où l'on aurait dû détecter deux ENP au lieu d'un, mais il n'y a pas eu d'interruption de la couverture nuageuse.

IV.1.4 Généralités sur les événements nuageux pluvio-gènes

Avant d'introduire l'information relative au suivi des SCM, il convient de donner quelques informations générales sur la population des ENP. Rappelons que les ENP représentent 83% de la pluie totale enregistrée sur la ZEN (cf Table IV-7).

Note importante:

La pluviométrie totale de la ZEN est calculée en ne considérant que les pluies pour lesquelles on dispose de l'information satellitale. Les cas de pluie pour lesquels on ne peut associer de couverture nuageuse à 253 K (réelle ou interpolée) ne sont donc pas pris en compte dans ces calculs comme dans tous les calculs de cette thèse faisant référence à la pluie.

La Table IV-9 résume les principales caractéristiques des ENP. On observe 21 ENP en moyenne par an sur la ZEN. La durée d'un ENP est approximativement de 10 heures et ils produisent en moyenne une lame d'eau de 15 mm. On remarque le très fort écart-type associé à la productivité pluviométrique des ENP.

Table IV-9: Statistiques générales des ENP portant sur leur nombre annuel, leur durée et la pluie qui leur est associée.

	moyenne	écart-type	min	max
nombre (annuel)	21	4	16	28
durée (h)	9,7	3,0	4,0	24,5
pluie (mm)	14,9	11,3	0,1	55,0

Nous avons construit le composite moyen et médian du taux de pluie par rapport à la date de début des ENP. Ceci est illustré dans la Figure IV-4. Aussi bien du point de vue de la moyenne que de la médiane, les pluies sont plus fortes dans les 4 premières heures de l'ENP. L'intensité des pluies décroît ensuite progressivement. Ce résultat est cohérent avec des averses associées à des systèmes dont la partie convective plus active précède une zone de pluies stratiformes moins intenses. C'est le cas notamment des lignes de grains caractéristiques de la pluviométrie Sahélienne.

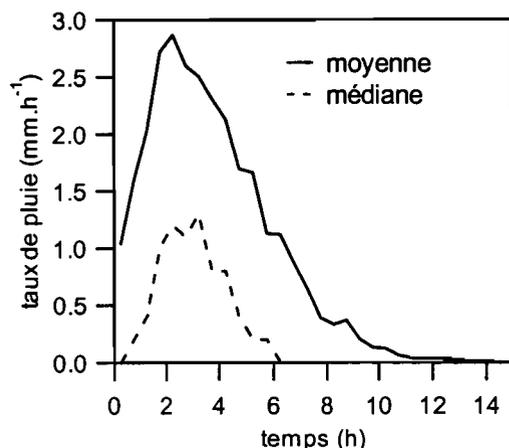


Figure IV-4: Composite temporel du taux de pluie moyen des ENP au sens de la moyenne et de la médiane.

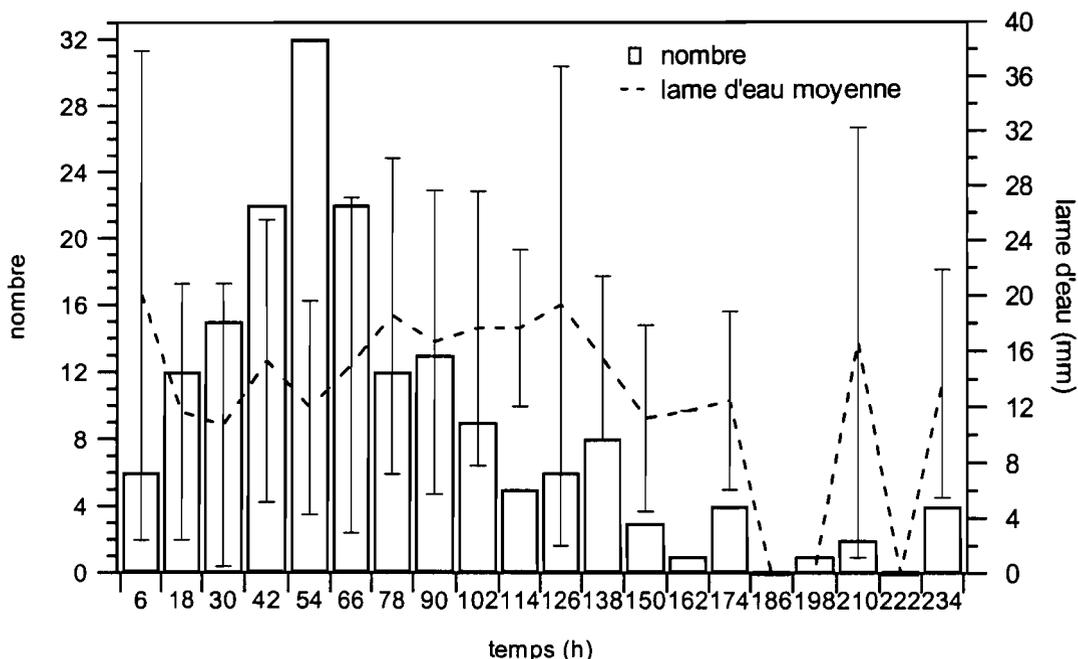


Figure IV-5: Distributions en fonction de la durée séparant deux ENP. On a représenté le nombre de cas ainsi que la lame d'eau moyenne et l'écart-type associés à l'ENP suivant l'événement de référence. La résolution en abscisse est de 12 heures.

Nous avons aussi caractérisé l'intermittence entre deux ENP. Ce point permet de quantifier le temps nécessaire pour que l'atmosphère, stabilisée par le passage d'un SCM, redevienne propice à leur développement. La **Figure IV-5** montre la distribution du nombre d'ENP en fonction de la durée écoulée par rapport à l'événement précédent. L'écart minimum entre deux ENP est de 5 heures et l'écart maximum de 16 jours. L'intermittence la plus fréquente se situe autour de 2 ou 3 jours et on n'observe que 6 cas où l'intermittence est inférieure à 12 heures. Ceci est le résultat de la stabilisation de l'atmosphère après le passage d'un événement. En outre, comme les conditions atmosphériques sont généralement favorables au développement de la convection, il s'écoule rarement plus de 4 jours avant l'apparition d'un nouvel événement. Les intermittences supérieures à 4 jours sont intéressantes car elles

pourraient s'avérer être une caractéristique des années sèches et correspondre à des conditions atmosphériques particulières. On reviendra sur ce point dans le cadre des variations interannuelles (chapitre V). Nous nous sommes focalisés sur les ENP pour établir les durées d'intermittence. La sélection des ENP élimine 90% des événements nuageux, ce qui suggère que les intermittences montrées ici sont probablement différentes si l'on considère tous les événements nuageux. Néanmoins, les événements nuageux éliminés ne font qu'effleurer la zone d'étude et on peut supposer que cela est dû en partie à la stabilisation de l'atmosphère qui contraint les SCM à passer plus au nord ou plus au sud.

La lame d'eau moyenne des ENP et l'écart-type associé en fonction du temps écoulé par rapport à l'ENP précédent ont aussi été représentés dans la **Figure IV-5**. On n'observe aucune tendance particulière, ce qui montre que les cas où l'intermittence est faible peuvent correspondre à des événements de forte intensité et qu'il ne s'agit pas de débris d'enclume inactifs advectés par la circulation des hautes couches. Par exemple, pour l'intermittence la plus faible observée sur 9 années (5 heures), l'ENP a produit une lame d'eau de 55 mm et son prédécesseur une lame d'eau de 15 mm.

IV.2 Analyse climatologique de la pluviométrie sur la zone EPSAT-Niger

Dans la section précédente, nous avons défini de manière totalement objective un événement nuageux pluvigène à partir de la seule donnée satellitale. Ainsi, les effets de bord et les effets liés au choix du seuil en température devraient être sensiblement réduits. De plus, nous avons montré que chaque ENP peut raisonnablement être décrit par un seul SCM à 233 K dont on connaît le cycle de vie. L'objectif de cette section est de mettre en regard la pluviométrie des SCM représentatifs des ENP et les informations issues de l'algorithme de suivi. En outre, on apportera des explications complémentaires à celles faites par le passé à l'aide de la seule donnée pluviométrique. On montrera notamment pourquoi le cycle diurne de la pluie sur la ZEN présente un maximum nocturne. Cette singularité donne au cycle diurne des précipitations de la ZEN un caractère atypique par rapport à celui généralement observé dans les régions tropicales continentales.

La dénomination SCM dans cette section fait systématiquement référence aux SCM principaux des ENP définis au seuil 233 K.

IV.2.1 Analyse spatio-temporelle dans un repère lié au SCM

Les graphes **Figure IV-6** montrent la probabilité d'observer sur la ZEN un {Enp0}, un {Enp1} ou un {Enp2} en fonction de la fraction du cycle de vie des SCM écoulée au moment de leur intersection avec la zone d'étude. On a séparé les SCM de durée de vie inférieure à 24 heures de ceux de plus longue durée de vie. Cette figure montre qu'il n'existe pas d'impact net du cycle de vie sur le type de pluie observé au sol. La probabilité d'observer un {Enp2} est par contre plus importante pour les SCM de durée de vie supérieure à la journée.

Parmi les SCM correspondant à des {Enp0} on a identifié (non montré) 4 SCM de durée de vie supérieure à une journée et demi mais de taille restant modeste (40000 km² en moyenne) et variant peu tout au long de leur cycle de vie. Il s'agit vraisemblablement de cirrus.

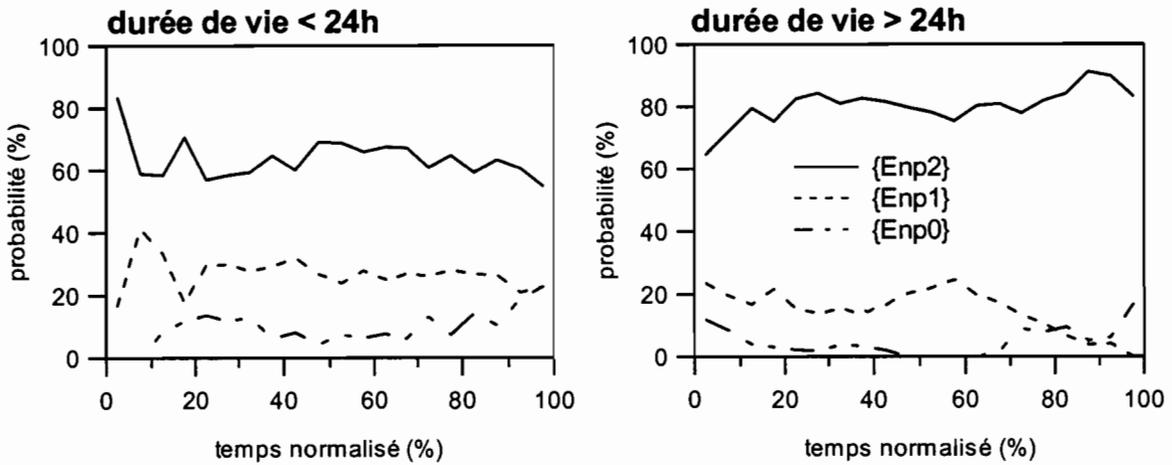


Figure IV-6: Probabilité d'observer un {Enp0}, un {Enp1} ou un {Enp2} en fonction du cycle de vie des SCM principaux. On a normalisé l'heure d'arrivée des SCM sur la ZEN par rapport à l'heure de leur naissance et l'heure de leur disparition. On a séparé les SCM de durée de vie inférieure à 24h de ceux de plus longue durée de vie.

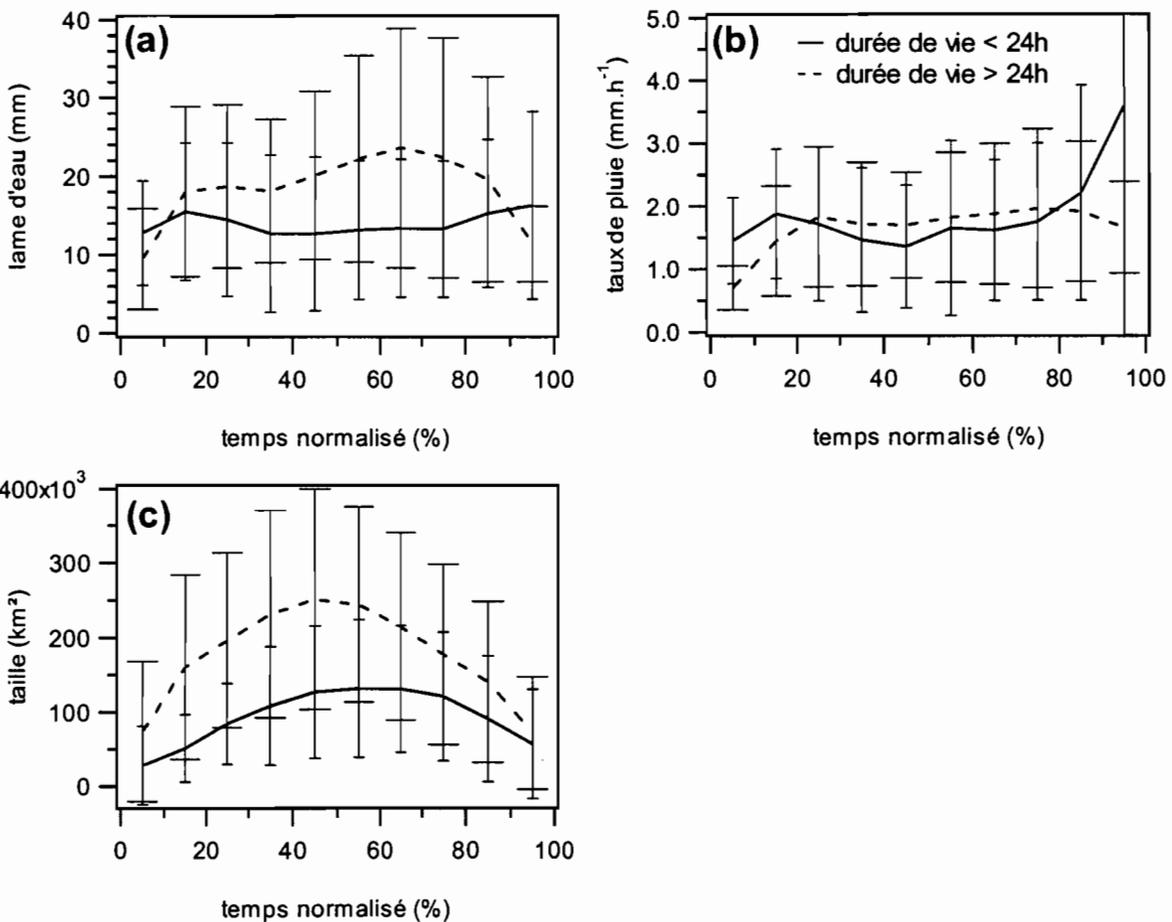


Figure IV-7: Lamme d'eau moyenne (a, mm), taux de pluie moyen (b, mm/h) et taille moyenne (c, 233 K, km²) en fonction du cycle de vie des SCM. Le temps est normalisé de la même manière que pour la figure précédente. Les écart-types associés aux moyennes ont été ajoutés et l'on a séparé les SCM de durée de vie inférieure à 24 heures de ceux de durée de vie supérieure à une journée. La méthodologie est expliquée dans le texte.

Le graphe (a) de la **Figure IV-7** montre la lame d'eau moyenne d'un ENP en fonction du cycle de vie de son SCM principal. Pour lisser la variabilité liée à la nature convective des pluies (variabilité intra nuageuse de la pluie) couplée à une mesure sur une zone fixe on ajoute la lame d'eau totale de l'ENP à chaque fois que le SCM touche la ZEN. Le graphe (b) est identique au graphe (a) sauf que l'on a pondéré la lame d'eau totale de l'ENP par la durée d'ennuageement. Le graphe (c) montre l'évolution moyenne en fonction du cycle de vie de la taille des SCM au seuil 233 K.

Compte tenu de la dispersion autour des valeurs moyennes, le graphe (a) montre que l'on ne peut affirmer que la position dans le cycle de vie influe sur la pluviométrie. On remarque que les SCM de longue durée de vie produisent plus de pluie en moyenne que les SCM de durée de vie inférieure à la journée entre 20% et 80% du cycle de vie. Le graphe (c) montre que c'est approximativement dans cet intervalle que la taille des SCM de longue durée de vie se démarque le plus de celle des autres SCM. Il existe probablement un lien entre la taille des SCM et la pluviométrie enregistrée. Pour prendre en compte l'effet de la taille des SCM on pondère la lame d'eau des ENP par la durée de l'ennuageement. On obtient ainsi un taux de pluie moyen par ENP (graphe b). On montre que l'on ne peut pas dissocier statistiquement les taux de pluie moyens des ENP par la durée de vie des SCM qui leurs sont associés. Ce résultat indique que la pluviométrie plus importante des SCM de longue durée de vie est liée à la durée de l'événement plutôt qu'à son intensité.

Mc Anelly and Cotton (1989) ont mené un travail de ce type sur les Etats-Unis pour les CCM (Complexes Convectifs de Mésos-échelle, il s'agit d'une sous-population de SCM) définis par Maddox (1980). Contrairement à cette étude, ils montrent un impact du cycle de vie des CCM sur la pluviométrie qui leur est associée. Plus précisément, ils trouvent une pluviométrie plus forte au cœur du cycle de vie. Leur région d'étude est certes différente, de même que le type de systèmes convectifs étudié. En appliquant une procédure similaire aux seuls CCM on trouve cependant des résultats similaires à ceux de la **Figure IV-7** (non montré). La différence entre ces deux travaux se résume en fait à un problème d'échantillonnage. Dans leur étude, ils évaluent la pluviométrie des CCM à l'aide d'un réseau de basse résolution spatiale, mais à l'échelle des Etats-Unis. En revanche, notre étude se base sur un réseau de haute résolution spatiale sur une fenêtre de taille nettement inférieure à la taille des systèmes convectifs généralement impliqués. Notre étude ne peut donc pas remettre en cause les résultats de Mc Anelly and Cotton (1989) à grande échelle. **Nous pouvons néanmoins affirmer qu'à l'échelle d'un degré carré il est impossible de démontrer l'existence d'un impact du cycle de vie des SCM sur la pluviométrie.** Si cette influence existe elle est largement masquée à cette échelle par la variabilité intra nuageuse de l'intensité des pluies.

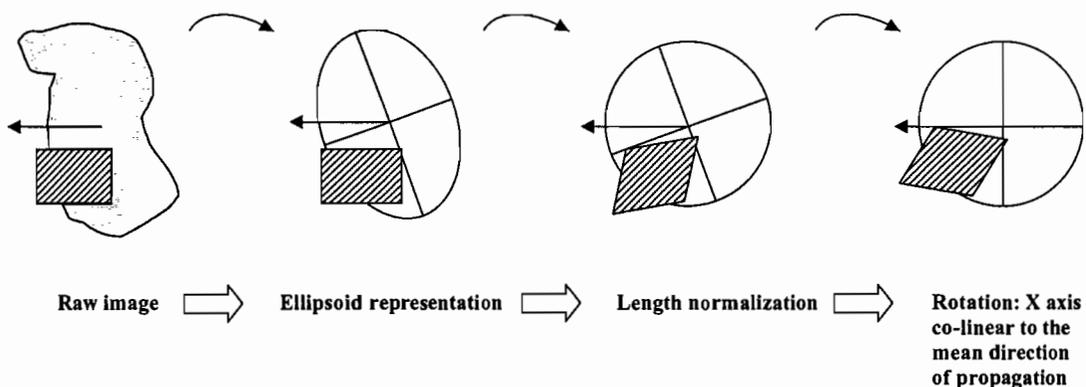


Figure IV-8: Construction des composites spatiaux. Les SCM sont représentés comme des systèmes circulaires normalisés dont l'axe des abscisses est colinéaire à la direction moyenne de propagation. La zone hachurée correspond à l'information relative à la ZEN (pluie, couverture nuageuse) qui est transférée à chaque étape de la même manière que le SCM (dilatation, rotation). Lorsque l'on considère l'ensemble des cas on obtient les composites de la **Figure IV-9**.

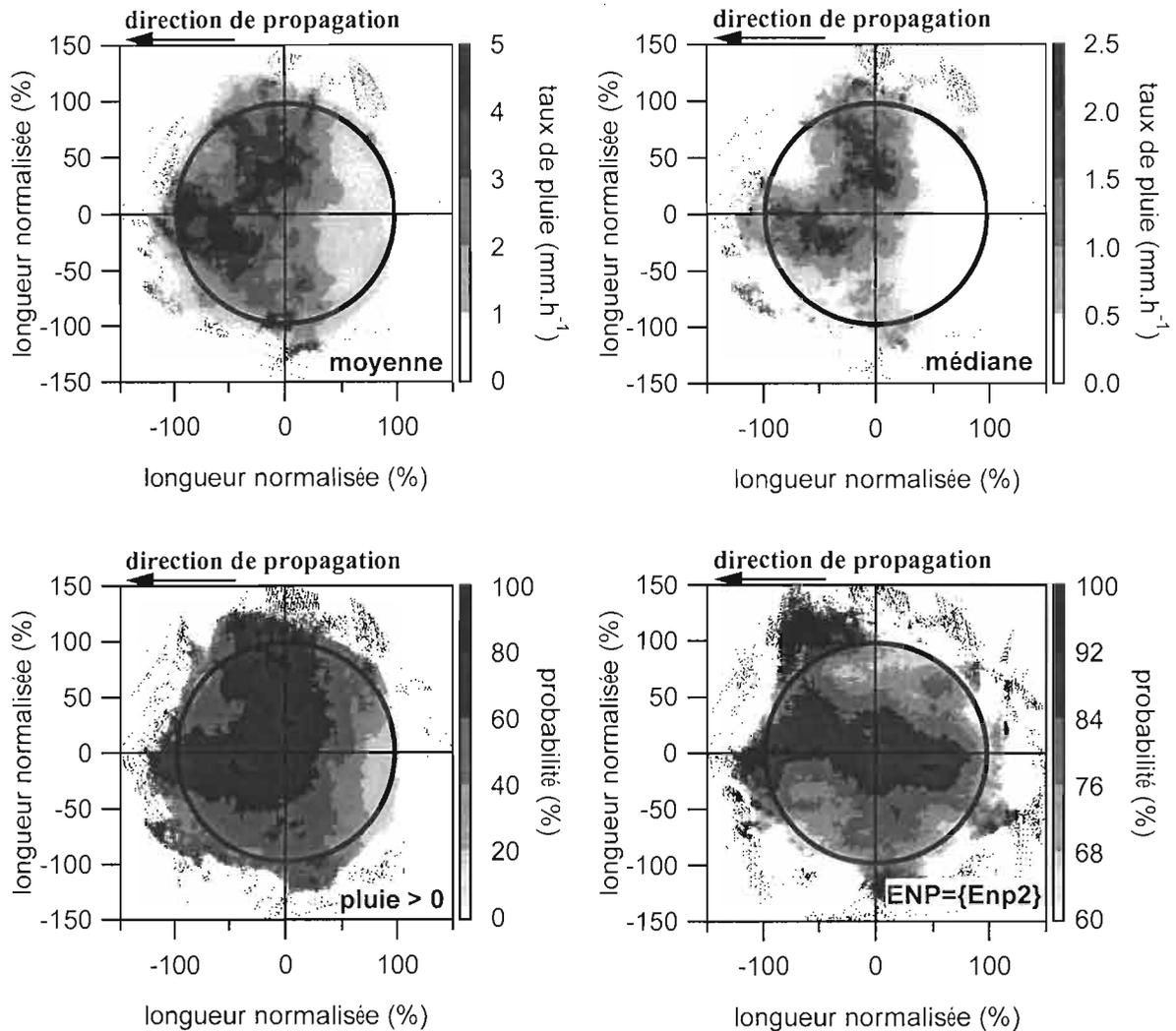


Figure IV-9 : Composites spatiaux du taux de pluie au sens de la moyenne (mm/h), du taux de pluie au sens de la médiane (mm/h), de la probabilité de pluie non nulle (%) et de la probabilité d'observer un {Enp2} (%). Les trois premiers graphes sont établis avec les {Enp2} pour lesquels on dispose de la pluie krigée à la résolution METEOSAT. La méthodologie est décrite dans le texte.

La **Figure IV-9** montre les composites spatiaux du taux de pluie au sens de la moyenne et de la médiane ainsi que la probabilité d'observer une pluie non nulle et un {Enp2}. Les trois premiers composites sont construits à partir de l'échantillon des {Enp2} car ils nécessitent des mesures spatialisées de la pluie non disponibles ou irréalisables pour les {Enp1} et {Enp0}. Le quatrième composite ne fait appel qu'à la couverture nuageuse. La méthodologie pour construire ces composites est explicitée dans la **Figure IV-8**.

Les composites spatiaux du taux de pluie moyen et médian obtenus ressemblent singulièrement aux images radar de lignes de grains (cf Houze, 1977). Ils montrent que les plus fortes précipitations se situent principalement dans la moitié de tête du SCM défini au seuil 233 K. D'une manière générale, on montre que l'on a généralement affaire à des SCM ayant développé une enclume stratiforme (Houze, 1993). En outre, ces composites montrent bien la forte variabilité spatiale intra nuageuse des pluies Sahéliennes.

Une autre manière de montrer que l'on a généralement affaire à des SCM comportant une partie convective à l'avant suivie d'une partie stratiforme à l'arrière consiste à calculer la probabilité d'observer une pluie non nulle dans le SCM. On voit ainsi que cette probabilité est nettement plus

faible dans la partie arrière du SCM. On note en outre une dissymétrie par rapport à l'axe de propagation des SCM. Cette dissymétrie s'observe aussi dans le composite du taux de pluie médian. Son origine est probablement liée au fait que le centre géométrique des SCM est plus fréquemment situé au sud de la ZEN qu'au nord. Elle peut néanmoins aussi refléter le fort gradient méridien d'humidité de la région.

Nous avons aussi calculé la probabilité spatiale d'observer un {Enp2}. Cette probabilité est nettement plus forte autour de l'axe de propagation des SCM (axe des abscisses) et décroît au fur et à mesure que l'on s'en éloigne. Ainsi plus on s'éloigne de l'axe de propagation des SCM plus la pluviométrie a des chances de devenir faible.

IV.2.2 Etude du cycle diurne de la pluie sur la zone EPSAT-Niger

Les travaux de D'Amato (1998) montrent que l'essentiel des pluies a lieu durant la nuit (57% entre 22 heures et 8 heures). Or, sur le Sahel central (cf chapitre III), la couverture nuageuse à 233 K est maximale en soirée. Shinoda et al. (1999) suggèrent, sans pour autant le démontrer, que le cycle diurne atypique des pluies de la région de Niamey est associé à des conditions géographiques. En outre, d'après de nombreux travaux de simulations sur des zones océaniques, la pluviométrie des SCM serait favorisée la nuit par une augmentation à grande échelle de l'eau précipitable disponible liée au refroidissement radiatif de grande longueur d'onde (Sui et al., 1998, discussion de l'annexe II). De façon moins nette que sur l'océan, les travaux de Tao et al. (1996) laissent supposer l'existence d'effets similaires sur le continent.

Cette section a pour but de vérifier chacune de ces deux possibilités et donc de clarifier l'origine de la singularité du cycle diurne de la pluie observé sur la ZEN.

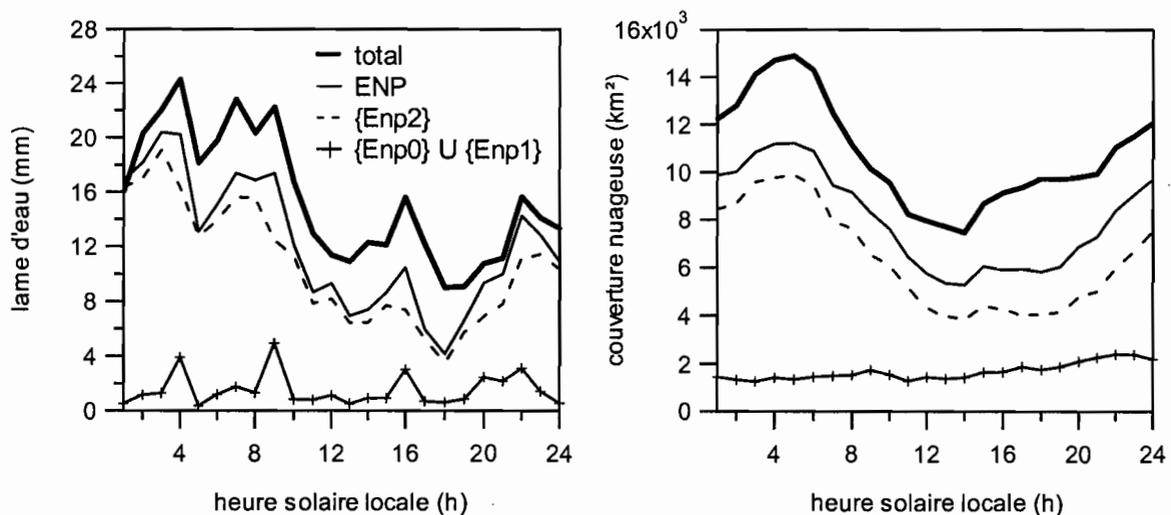


Figure IV-10 : Variations diurnes annuelles moyennes de la pluviométrie et de la couverture nuageuse. Le graphe de gauche montre la lame d'eau totale, ainsi que celle expliquée par les ENP, les {Enp2} et les {Enp1} ajoutés aux {Enp0}. Le graphe de droite est identique au graphe de gauche, mais pour la couverture nuageuse sur la ZEN au seuil 233 K.

La **Figure IV-10** montre les variations diurnes sur la ZEN de la lame d'eau et de la couverture nuageuse au seuil 233 K. On a testé différentes configurations: pluie et couverture nuageuse totales, associées aux ENP, aux {Enp2} seulement, et aux autres types d'ENP.

Au premier ordre, la couverture nuageuse à 233 K et la pluie observées sont relativement bien corrélées. Il est donc probable que le cycle diurne atypique de la pluie sur la ZEN soit principalement lié à des facteurs géographiques.

Le cycle diurne des ENP est représentatif du cycle diurne total, aussi bien du point de vue de la pluie que de la couverture nuageuse. On n'observe pas de cycle diurne particulier (lame d'eau ou couverture nuageuse) pour les {Enp0} et les {Enp1}. De plus leur contribution est négligeable comparée aux {Enp2}. Ces résultats montrent que le type de pluie au sol à l'échelle d'un degré carré n'est pas dépendant du cycle diurne et qu'il est donc vraisemblablement lié à la forte variabilité intra nuageuse des pluies.

Au premier ordre, les variations diurnes de la pluie sur la ZEN sont liées aux variations diurnes de la présence des SCM sur le site. La Figure IV-11 a pour but d'étudier l'existence d'une modulation diurne de l'efficacité pluviométrique des SCM qui interviendrait au second ordre.

Pour étudier la modulation diurne de l'efficacité pluviométrique des SCM on a séparé les SCM en phase croissante de ceux en phase décroissante. Une propriété intéressante des ENP de la ZEN est la présence quasi systématique (un seul cas fait exception à la règle) d'au moins un amas à 213K suivi par l'algorithme sur le site. Si durant un ENP la taille d'un des amas à 213K sur la ZEN tend globalement à augmenter on considère que l'on est dans une phase croissante. Sinon, on est dans une phase décroissante. Cette distinction s'avère être intéressante. Comme en témoigne le graphe (a) on observe une forte modulation diurne de la présence des SCM sur la ZEN lorsqu'ils sont en phase décroissante. Au contraire, si les SCM sont en phase croissante alors on n'observe pas de modulation diurne marquée de leur présence au dessus du site. En outre, les deux groupes ainsi définis correspondent à un nombre de cas sensiblement similaire.

Le graphe (a) fournit des indications intéressantes. La décroissance de la couverture nuageuse très froide (213 K) est très liée à la suppression des apports d'énergie solaire. En revanche, les phases de croissance sont relativement indépendantes de cette énergie. Une étude de l'environnement atmosphérique à l'aide des réanalyses du NCEP ne révèle cependant pas de différences fondamentales selon que l'on se situe en phase croissante ou décroissante la nuit (non montré).

A une heure locale donnée, le taux de pluie moyen présenté dans le graphe (b) correspond à la lame d'eau enregistrée divisée par le nombre de fois où l'on a détecté un SCM sur le site. Quelque soit la phase du SCM, les taux de pluie sont en moyenne du même ordre. En outre, compte tenu des dispersions observées (graphes c et d) il est impossible de conclure quant à la l'existence d'une modulation diurne de l'efficacité pluviométrique des SCM.

La **Figure IV-11** est entachée par la variabilité intra nuageuse. Une façon de lisser ses effets est de considérer le taux de pluie moyen de l'événement plutôt que le taux de pluie échantillonné chaque heure. Ceci revient à utiliser la même méthodologie que pour la **Figure IV-7 b**. La **Figure IV-12** montre que l'existence d'une modulation diurne de la pluviométrie des SCM (toutes phases confondues) n'est pas démontrable du fait de la forte variabilité entachant les moyennes obtenues (graphe (b)). Néanmoins, la modulation moyenne (graphe (a)) tend à confirmer les résultats obtenus par simulation.

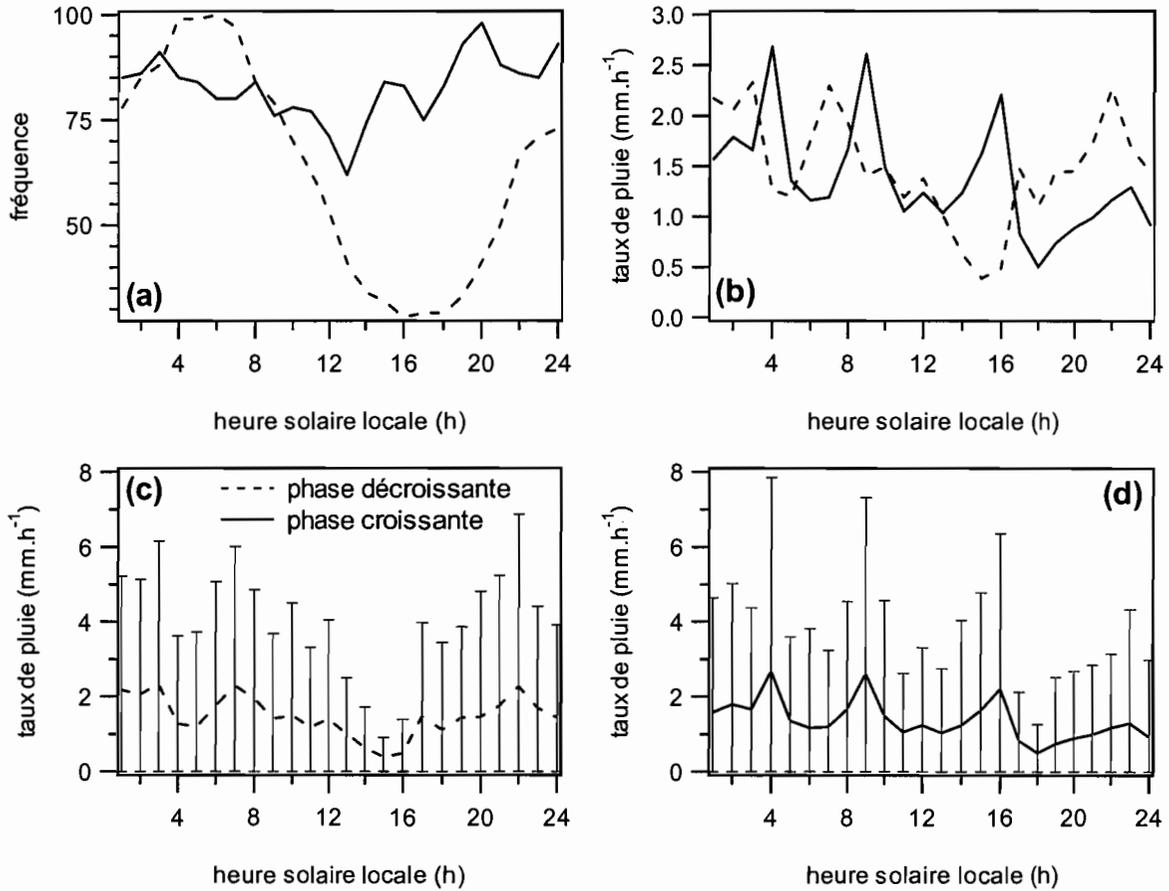


Figure IV-11: Variations diurnes de la fréquence de présence (a, nombre) et du taux de pluie moyen (b, c, d, mm/h). On a séparé les cas où la couverture nuageuse à 213 K sur la ZEN est associée à un amas dont la taille croît ou décroît sur la durée de l'ENP. Les graphes c et d montrent les courbes moyennes du graphique b avec l'écart-type associé.

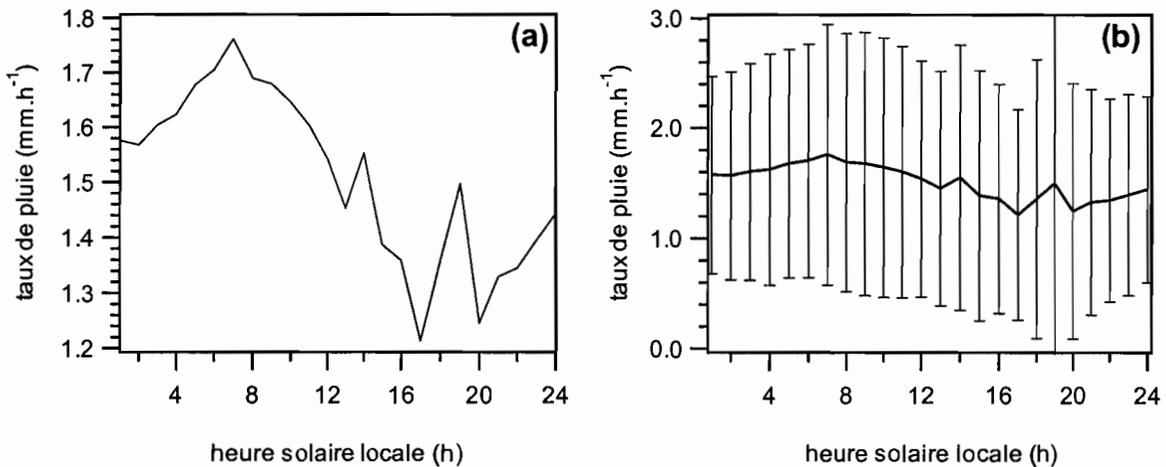


Figure IV-12: Taux de pluie moyen d'un ENP en fonction de l'heure solaire locale. Le graphique (a) ne montre que la modulation moyenne du taux de pluie moyen. Le graphique (b) est identique au graphique (a) mais la dispersion des valeurs moyennes, représentée par un écart-type, a été ajoutée.

On a montré que le cycle diurne de la pluie est principalement lié au cycle diurne de la présence des SCM au dessus de la ZEN. Nous avons donc poussé plus avant les investigations sur l'origine des SCM apportant la pluie sur notre zone de mesure.

La **Figure IV-13** montre que quelque soit le type de pluie observé au sol le début du cycle de vie des SCM principaux a lieu de préférence entre 12h00 et 18h00. A titre indicatif, le nombre de naissances spontanées est très largement supérieur au nombre de divisions (non montré).

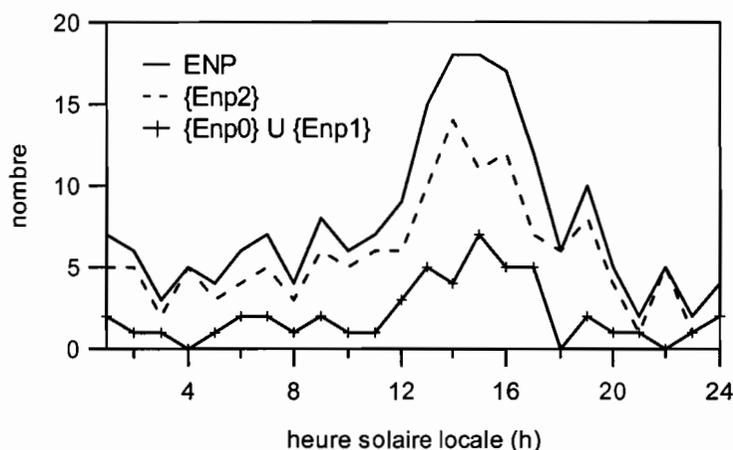


Figure IV-13 : Nombre de naissances et de divisions des SCM en fonction de l'heure solaire locale. On a considéré uniquement les SCM principaux des ENP, {Enp2} et {Enp0} ajoutés aux {Enp1}.

La **Figure IV-14** montre le rôle de la topographie dans le cycle diurne des pluies sur la ZEN et souligne l'utilité d'avoir défini les ENP et de leur avoir associé un seul SCM. Les cartes (a) et (b) de cette figure montrent les lieux de naissances spontanées ou par divisions de tous les SCM ayant touché la ZEN. **La notion d'ENP n'est pas utilisée dans ces deux cartes.** A l'inverse de la carte (b), la carte (a) est conditionnée à ne pas observer de {Es2} lors de l'intersection des SCM avec la ZEN. Ces deux cartes montrent bien la difficulté de mettre en évidence des facteurs géographiques pour expliquer le cycle diurne des pluies observées. En revanche, le filtrage du bruit obtenu en utilisant la notion d'ENP permet une interprétation efficace (carte c). On voit ainsi clairement qu'une majorité de SCM débutent leur cycle de vie à une distance de la ZEN supérieure à 250 km. Par ailleurs, on peut distinguer une zone préférentielle entre 5°E et 10°E. Cette concentration des naissances coïncide avec une zone où l'altitude est supérieure à 400m, comprise entre le Plateau de Jos et l'Aïr.

Compte tenu de la distance à parcourir, d'une vitesse moyenne des SCM de l'ordre de 10 m/s sur le Sahel central (cf chapitre III) et du maximum de naissances (ou divisions) en début d'après-midi, on peut en déduire que la majorité des SCM pluviogènes atteint la ZEN en fin de soirée ou dans la nuit. **La présence de ces reliefs crée donc une situation particulière pour la ZEN du point de vue du cycle diurne local des précipitations.**

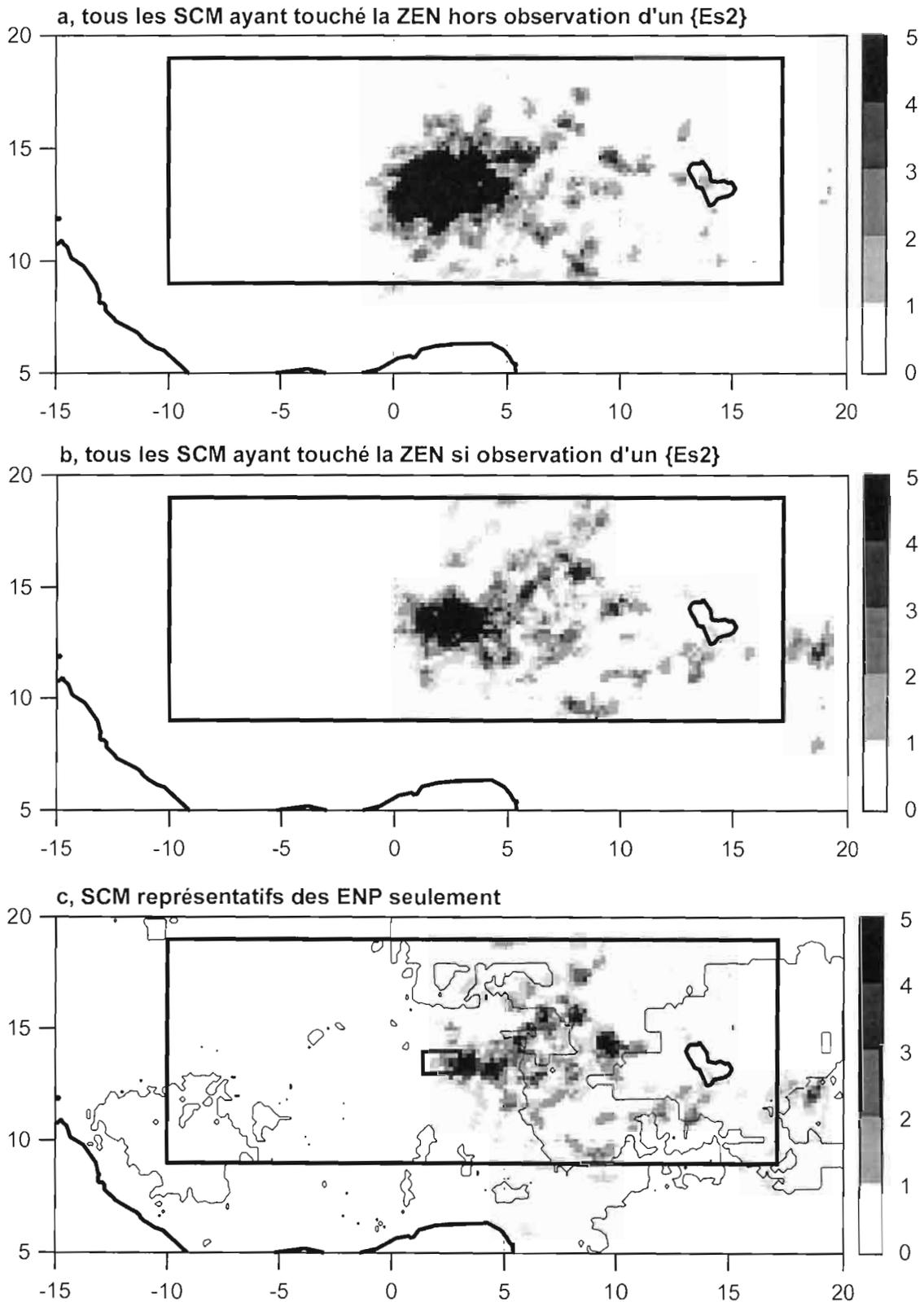


Figure IV-14 : Distribution spatiale de la couverture nuageuse des SCM au début de leur cycle de vie (233 K). La carte (a) concerne tous les SCM qui ont touché la ZEN sans que soit enregistré une pluie correspondant à un {Es2}. La carte (b) concerne ceux qui ont touché la ZEN lors d'un {Es2}. La carte c ne montre que les SCM représentatifs des ENP. On a encadré la zone Sahel central et la ZEN. Le contour des altitudes supérieures à 400 m a été ajoutée dans la carte c.

IV.2.3 Etude du cycle saisonnier de la pluie sur la zone EPSAT-Niger

Cette section a pour but d'étudier les variations saisonnières de la pluviométrie de la ZEN. On va s'intéresser à la possibilité d'un impact du cycle saisonnier présumé de l'humidité spécifique sur l'efficacité pluviométrique des SCM. D'Amato (1998) a montré l'existence d'une telle modulation sur les {Es2}. Cette modulation se traduit par une lame d'eau moyenne par événement plus forte en août qu'en juillet et septembre. Ces statistiques se basent sur 5 années, on va vérifier leur validité sur une période de 9 années.

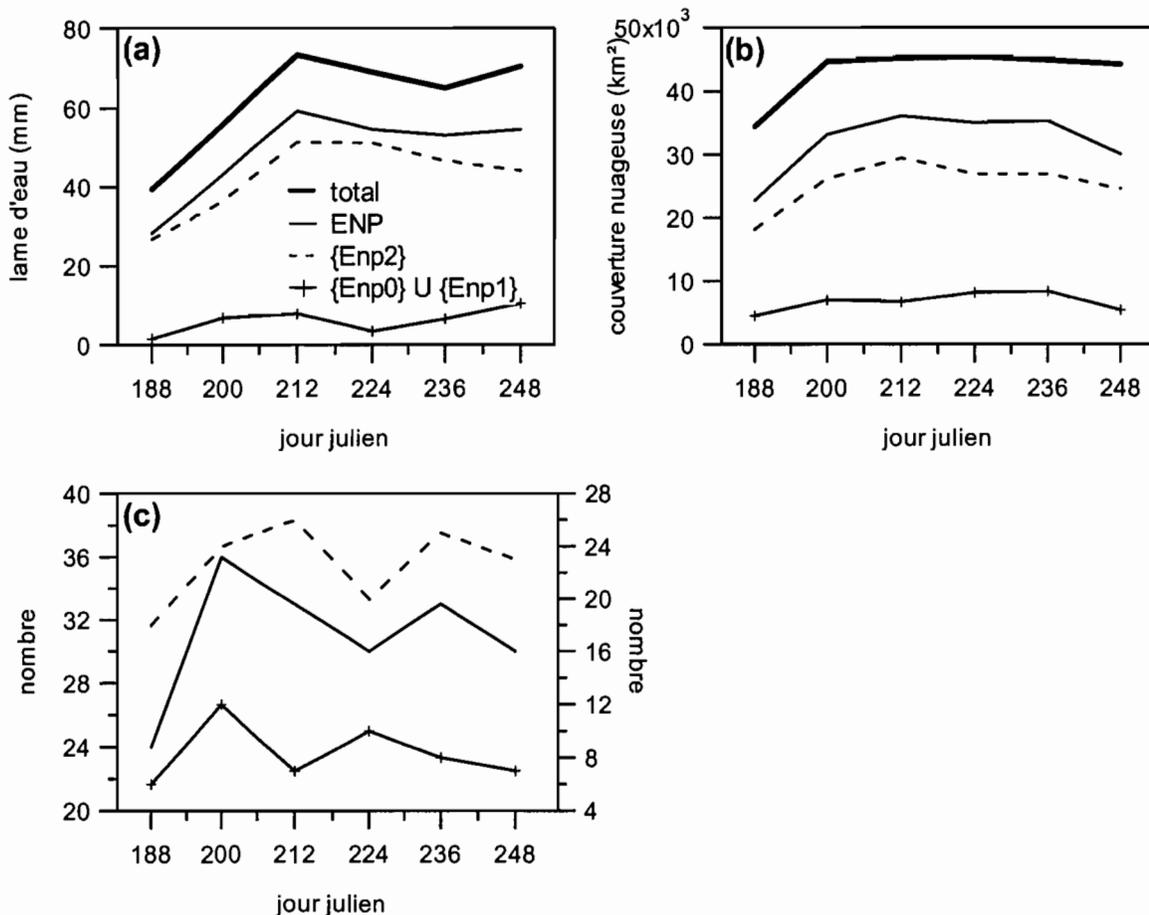


Figure IV-15 : Variations saisonnières de la lame d'eau, de la couverture nuageuse et du nombre d'ENP. (a): lame d'eau annuelle moyenne totale, ainsi que celle expliquée par les ENP, les {Enp2} et les {Enp1} ajoutés aux {Enp0}. (b): identique à (a), mais pour la couverture nuageuse sur la ZEN au seuil 233 K. (c): cumul sur 9 années du nombre d'ENP, d' {Enp2} et d' {Enp0} U {Enp1}.

Tout d'abord, nous avons vérifié la représentativité des ENP par rapport au cycle saisonnier pluviométrique total de la ZEN. Les résultats sont illustrés par le graphe (a) de la **Figure IV-15**. Le cycle saisonnier de la pluie de la ZEN est bien représenté par les ENP. On note cependant que pour chaque période de 12 jours, 10 mm ne sont pas pris en compte par les ENP. On n'observe pas de cycle saisonnier particulier des {Enp0} et des {Enp1}. Ce résultat confirme encore une fois que la variabilité des précipitations à l'échelle d'un degré carré est principalement liée à la variabilité spatiale intra nuageuse plutôt qu'à des phénomènes extra nuageux.

Les lames d'eau observées en juillet sont moins importantes que pour le reste de la saison étudiée ce qui est en accord avec les statistiques de D'Amato (1998) sur 5 saisons. En outre, les variations de la couverture nuageuse (graphe b) et de la pluviométrie (graphe a) sont plus ou moins

bien corrélées. Le minimum de pluie en juillet correspond bien à un minimum de couverture nuageuse. On observe aussi une corrélation grossière entre la lame d'eau et le nombre d'ENP (graphe c).

La variabilité saisonnière de la lame d'eau moyenne produite par un ENP est illustrée par le graphe (a) de la **Figure IV-16**. La population des {Enp2} correspond à la figure de D'Amato (1998) montrant l'impact du cycle saisonnier sur la pluviométrie associée aux {Es2}. On montre aussi qu'en moyenne les ENP produisent plus de pluie en août qu'en juillet. Par contre, les écart-types montrés ici sont plus importants que ceux montrés par D'Amato (1998). Les variations saisonnières de la pluviométrie moyenne des ENP ne sont plus très significatives au sens statistique. Au chapitre III on a vu que les SCM ont une taille plus importante en août qu'en juillet. A l'instar de la **Figure IV-7** on a divisé la lame d'eau de l'ENP par la durée de l'événement obtenant ainsi son taux de pluie moyen. Cette méthode permet de prendre en compte la taille des SCM. Les résultats présentés dans le graphe (b) ne montrent pas de variations saisonnières marquées. Ces résultats suggèrent que la taille des SCM est à l'origine des variations saisonnières de la pluie moyenne des ENP montrées dans le graphe (a).

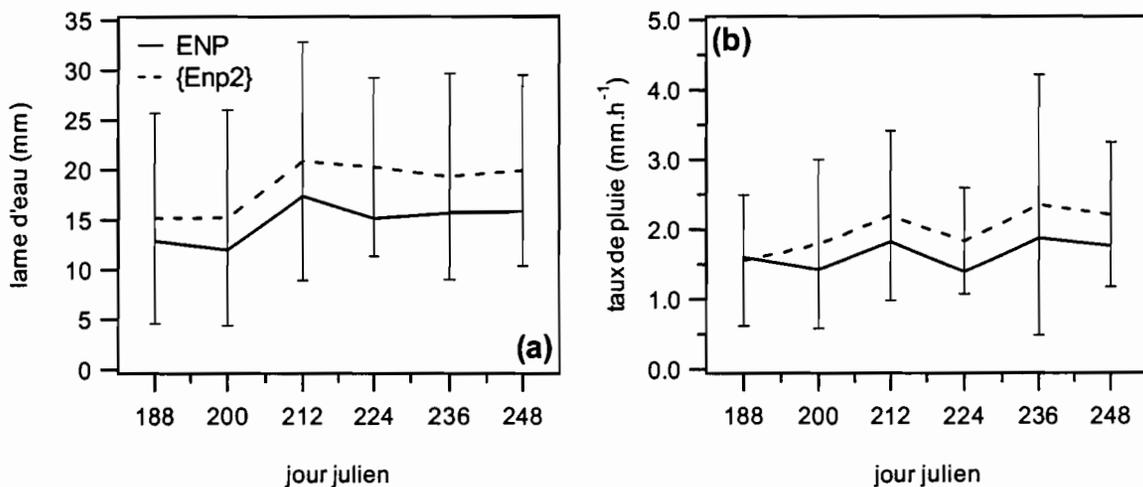


Figure IV-16 : variations saisonnières de la lame d'eau moyenne par ENP (a) et du taux de pluie moyen des ENP (b). Le taux de pluie moyen est calculé en divisant la lame d'eau produite par un ENP par la durée de l'événement. On a considéré séparément la population des ENP et celle des {Enp2}. Les écart-types associés aux moyennes correspondant aux {Enp2} ont été ajoutés.

La section IV-2 a montré que la variabilité de la pluviométrie associée aux ENP à l'échelle d'un degré carré est principalement liée aux variations de pluviométrie intra nuageuse. Au second ordre, la durée d'un ENP, corrélée à la taille du SCM qui lui est associé, joue aussi un rôle sur sa pluviométrie totale. En revanche, la taille des SCM n'a statistiquement pas d'impact sur l'intensité moyenne de l'événement.

La prépondérance de la variabilité intra nuageuse des précipitations n'a pas permis de démontrer l'existence d'une modulation diurne ou saisonnière de l'efficacité pluviométrique des ENP. De plus, aucun impact significatif du cycle de vie des SCM sur l'intensité de la pluviométrie des ENP n'a pu être mis en évidence. Cependant, la taille des SCM est modulée par le cycle diurne, le cycle saisonnier (c.f. chapitre III) et varie durant le cycle de vie (**Figure IV-7**). Donc, via la taille des SCM, ces éléments ont un impact sur la pluviométrie totale des ENP.

Enfin, on a démontré que le cycle diurne atypique de la pluie sur la ZEN est principalement lié à des facteurs géographiques, confirmant ainsi les hypothèses de Shinoda et al. (1999).

IV.3 Classification des SCM

IV.3.1 Détermination des paramètres de classification

La définition des ENP va permettre de classer aisément les SCM les plus pluvieux, puisqu'elle permet d'identifier un seul SCM représentatif de la pluie.

Sur le Sahel central, deux types de systèmes convectifs de méso-échelle organisés ont été identifiés: les lignes de grains (Desbois et al. 1988) et les complexes convectifs de méso-échelle (CCM, Laing and Fritsch, 1993 a et b).

Les lignes de grains (LG) font depuis longtemps l'objet d'études. Zipser (1977) parvient à donner une description dynamique et thermodynamique des LG. Des descentes d'air plus froid d'échelles convective et moyenne venant de l'avant du système croisent les courants ascendants alimentant la partie convective. La structure des précipitations a été étudiée la même année par Houze (1977). Plus tard, Redelsperger and Lafore (1988), Lafore and Moncrieff (1989) ont pu simuler numériquement les LG. Ils ont mis en évidence un courant de densité situé juste derrière les cellules convectives, allant de l'arrière vers l'avant, alimenté par des descentes d'air froid saturé. Ces descentes d'air froid sont associées à de fortes précipitations dans la zone convective. A l'arrière de la LG, dans la partie stratiforme, on observe de l'ascendance au dessus de 4 km d'altitude environ et de la subsidence au dessous, constituant les descentes d'air froid de méso-échelle suspectées par Zipser (1977). Le courant de densité, associé aux précipitations stratiformes et situé derrière la partie convective, est en outre à l'origine du courant de retour allant de l'arrière de la LG à l'avant. La **Figure IV-17** montre une vue schématique du fonctionnement des LG. Pour plus de détails sur la structure interne des LG on pourra se reporter à des articles de synthèse tels ceux de Houze (1993) ou de Redelsperger (1993).

Barnes and Sieckman (1984) ont étudié les profils verticaux de l'atmosphère en présence de LG. Ils montrent que les LG se développent dans une atmosphère convectivement instable et en présence d'un cisaillement vertical du vent dans les basses couches. La présence de ce cisaillement est un facteur important pour le développement et la longévité des lignes de grains car il permet de séparer les courants convectifs ascendants des courants subsidants liés au poids des précipitations (Roux, 1991). Barnes and Sieckman (1984) ont mis aussi en évidence l'existence de lignes de grains lentes et rapides. Les simulations montreront plus tard que la vitesse des LG est conditionnée par la valeur de la température potentielle équivalente autour de 600 hpa (Redelsperger, 1993). Le courant de densité est d'autant plus intense et froid que la température potentielle équivalente des niveaux moyens est faible, et plus le courant de densité est intense plus la ligne de grains est rapide. Ainsi, la présence d'air sec dans les niveaux moyens peut être un facteur favorable au développement des LG rapides. En outre, Reed et al. (1977), Aspliden et al. (1976), Payne and McGarry (1977) ont mis en évidence une interaction entre les ondes d'est Africaines et les lignes de grains. Cette interaction a été mise en évidence en croisant de l'information satellitale avec des mesures atmosphériques de grande échelle issues de l'expérience GATE. Ces études montrent que les LG tendent à se former dans et à l'avant du Thalweg de l'onde. Plus récemment, Duvel (1990) montre aussi que la convection se situe préférentiellement dans et à l'avant du Thalweg des ondes sur l'océan et sur continent, au sud de 10°N. En revanche, il montre que sur le Sahel central, la convection se situe préférentiellement dans et à l'arrière du thalweg, dans le flux de sud. Notons en outre que Rowell and Milford (1993) ne trouvent pas d'impact net des ondes d'est sur l'initiation des lignes de grains sur le Sahel central.

Comme tous les systèmes convectifs, les LG modifient fortement leur environnement notamment en le stabilisant. La particularité des LG est de réduire le cisaillement vertical du vent après son passage (Redelsperger, 1993, Rowell and Milford, 1993).

Parallèlement aux études précédentes, on a cherché à quantifier l'importance des LG dans le climat Africain à l'aide des images satellitales. Les premières études des LG par imagerie infrarouge (Aspliden et al., 1976, Martin and Schreiner, 1981) ont utilisé des critères subjectifs tels que "une croissance explosive", "des températures du sommet des nuages très froides", "un front compact et convexe". Plus récemment, Desbois et al. (1988) ont comparé les cycles de vie des lignes de grains sur trois mois de juillet consécutifs. Leurs critères sont moins subjectifs puisque basés en partie sur la durée de vie des systèmes. Néanmoins, cette durée de vie est obtenue par un suivi manuel ; de plus, les SCM doivent avoir un front net pour être identifiés comme des lignes de grains. Rowell and Milford (1993) avancent pour la première fois une définition objective des lignes de grains:

- Existence d'une surface nuageuse au seuil 213 K
- La distance minimale entre le bord frontal au seuil 233 K et le bord frontal à 213 K doit être inférieure à 40 km
- La vitesse de propagation moyenne doit être non nulle.

D'une manière générale, les deux critères les plus utilisés pour détecter les LG dans l'imagerie infrarouge sont l'existence d'un front net et un développement vertical important se traduisant par des températures de brillance des nuages très froides. Il existe pourtant un autre critère. Selon toutes ces études, les lignes de grains se caractérisent par une vitesse de propagation importante, 15 m/s en moyenne. Selon Martin and Schreiner (1981), la vitesse des lignes de grains est au moins de 10m/s.

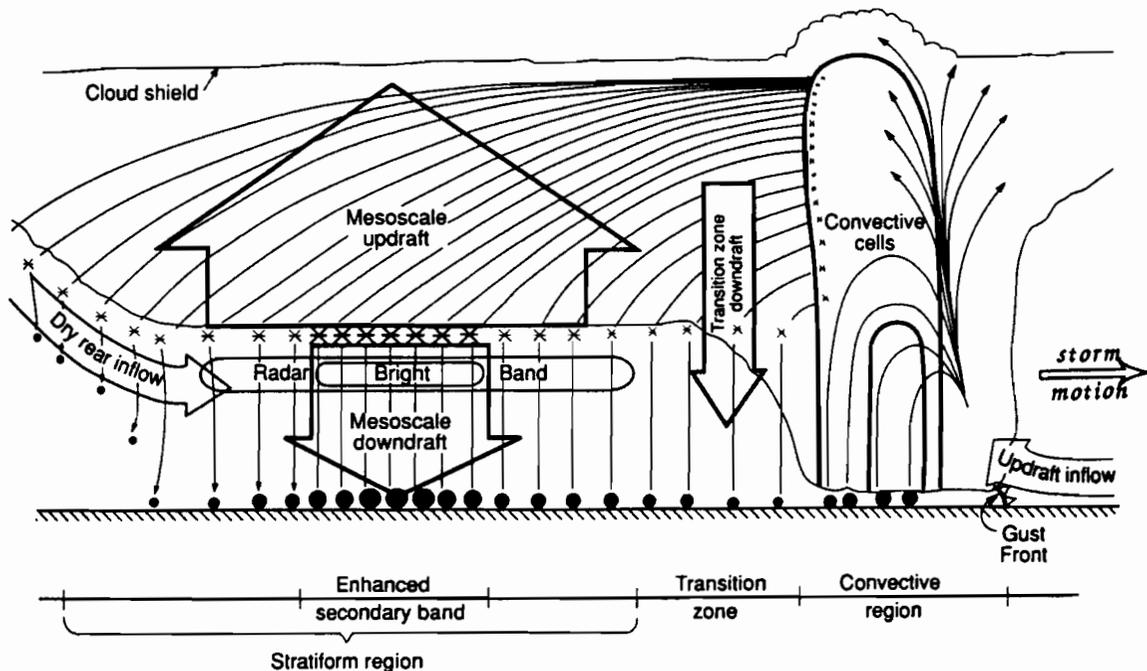


Figure IV-17 : Schéma de fonctionnement d'une ligne de grains (d'après Houze, 1993).

Les complexes convectifs de méso-échelle ont été identifiés par Maddox (1980, 1983) dans la plaine centrale des Etats-Unis. Comparé aux lignes de grains, il ressort de quelques cas d'étude que leur zone pluvigène détectée au radar et leur couverture nuageuse infrarouge sont plus circulaires. En outre, l'environnement de grande échelle est modifié différemment. La modification du vent en surface associée au passage d'un CCM est moindre comparée à celle due à une ligne de grains. L'hypothèse avancée étant que la forme circulaire des CCM indique une circulation de méso-échelle prédominante alors que la structure en ligne des lignes de grains est imposée et modulée par l'environnement de

grande échelle (ondes, convergence dans la couche limite à l'avant du front, cisaillement vertical du vent). Leary and Rappaport (1987) ont étudié la structure interne des CCM trouvant de nombreuses similitudes avec la structure des SCM moins organisés. Plus récemment, Laing and Fritsch (2000) ont étudié l'environnement de grande échelle des CCM sur l'ensemble de la planète. Il ressort au final que l'environnement de grande échelle est similaire à celui des lignes de grains: une forte énergie convective disponible, un maximum d'humidité spécifique, de la convergence de grande échelle, un cisaillement vertical du vent dans les basses couches de la troposphère et la présence d'un thalweg d'onde (ondes d'est pour l'Afrique) sont autant de facteurs susceptibles de favoriser le développement des CCM.

De nombreuses études basées sur l'observation satellitaire ont été menées sur l'ensemble de la planète en utilisant des critères proches de ceux utilisés par Maddox (1980) :

- Surface du système convectif au seuil 241 K supérieure à 100000 km² (1)
- Surface du système convectifs au seuil 221 K supérieure à 50000 km² (2)
- Les critères (1) et (2) doivent être satisfaits simultanément pendant au moins 6 heures.
- L'excentricité doit être supérieure à la valeur 0.7 lorsque la surface au seuil 221 K atteint son maximum.

Une synthèse de ces différentes études est donnée par Laing and Fritsch (1997). Sur l'Afrique, Laing and Fritsch (1993 b) ou Haile et al. (1994) ont étudié les CCM sur des périodes limitées. Ils montrent que les CCM se propagent rapidement avec une vitesse moyenne de 17 m/s et qu'ils ont une durée de vie moyenne de l'ordre de la demi-journée.

La contribution des CCM en terme de pluviométrie a été étudiée sur l'Afrique par Laing et al. (1999) en supposant que leurs caractéristiques pluviométriques étaient les mêmes que sur les Etats-Unis. Ils estiment que les CCM contribuent pour 22% de la pluie au Sahel. Ce chiffre est obtenu en utilisant des données récentes du satellite TRMM et une procédure d'estimation relativement complexe. Un ordre de grandeur similaire peut être obtenu plus simplement en utilisant la couverture nuageuse infrarouge au seuil 233 K. Mathon and Laurent (2001) montrent que les CCM expliquent 16% de la couverture nuageuse des SCM au seuil 233 K. La contribution des CCM en terme de précipitations est finalement relativement modeste sur le Sahel central. Notons que ce n'est pas le cas de toutes les régions du globe, par exemple, Fritsch et al. (1986) montrent que les CCM expliquent entre 30% et 70% de la pluie dans les régions comprises entre les Montagnes Rocheuses et le Mississippi.

Si certaines différences entre les CCM et les LG ont pu être mise en évidence par Maddox (1980), notamment par l'utilisation de radiosondages et de données radar, il convient d'être prudent lorsque l'on ne dispose que de la seule donnée satellite infrarouge. Par exemple, Smull and Houze (1985) documentent un SCM ayant les caractéristiques infrarouges d'un CCM et les caractéristiques d'une ligne de grains dans l'imagerie radar. En outre, d'après Laing and Fritsch (2000) il semble difficile de différencier les deux types de systèmes par leur environnement de grande échelle. Finalement, du fait du peu de radiosondages et de données radar existantes, l'existence des CCM sur l'Afrique n'a pas encore été prouvée.

L'objectif principal de cette section est d'identifier les SCM les plus pluviogènes. A priori, on ne veut pas faire de distinction entre CCM et lignes de grains, d'autant plus que cette distinction est sujette à caution sans radiosondages et sans images radar. Cependant, notre sélection doit forcément contenir les deux types de systèmes puisqu'ils sont tout deux à priori très pluviogènes. On va donc éviter d'utiliser des critères de taille (CCM) ou de front net (LG). Les études antérieures donnent des pistes à suivre: les LG et les CCM sont caractérisés par un fort développement vertical et une vitesse de déplacement importante. Un fort développement vertical pouvant être détecté en utilisant le seuil 213 K.

Les ENP ont été définis à 233 K. De plus, le seuil 233 K est communément utilisé pour les estimations de pluie par satellite. Pour des raisons pratiques il faudrait donc définir aussi notre sélection à 233 K. Pour ce faire on va étudier les amas à 213 K contenus dans l'enveloppe à 233 K. La **Figure IV-18** montre le pouvoir filtrant de la durée de vie maximale des amas à 213 K contenus dans le SCM défini à 233 K. Près de 70% des SCM sont éliminés lorsqu'ils ne contiennent pas d'amas à 213 K de durée de vie d'au moins 1 heure (ie suivi par l'algorithme). Ils ne représentent que 5% de la couverture nuageuse des SCM à 233 K.

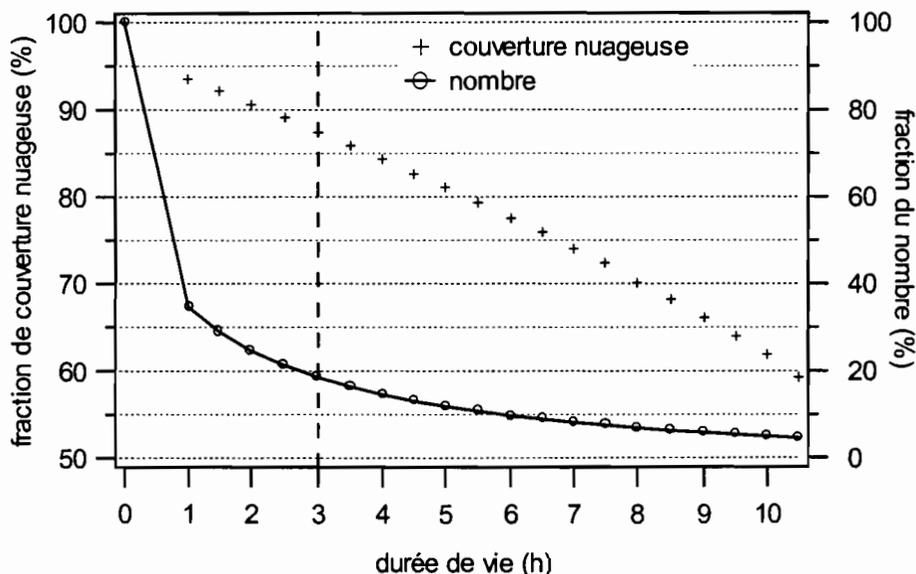


Figure IV-18: Filtrage des SCM définis à 233 K en fonction de leurs caractéristiques à 213 K. Au moins un amas à 213 K contenu dans l'enveloppe définie à 233 K doit avoir une durée de vie supérieure ou égale au seuil indiqué en abscisse. La proportion de la couverture nuageuse expliquée par les SCM filtrés est indiquée par l'axe de gauche. La proportion du nombre total de SCM expliquée par les SCM filtrés correspond à l'axe de droite. Calculs faits sur le Sahel central.

On choisit d'appliquer un seuil de 3 heures. Ce choix est plus ou moins arbitraire. Il se base sur les résultats du chapitre III qui montrent qu'au seuil 213 K le calcul de la vitesse moyenne des amas nuageux de moins de 3 heures est très bruité du fait des fusions et des divisions. Ce premier filtrage permet d'éliminer 82% des SCM et de conserver 85% de la couverture nuageuse à 233 K. Au niveau de la ZEN, on conserve 97% de la pluie associée aux ENP. Un second filtrage porte sur la vitesse moyenne de propagation des amas à 213 K. La **Figure IV-19** montre la contribution en terme de pluie des SCM filtrés. Au delà d'une vitesse de 10 m/s, la contribution des SCM filtrés chute fortement.

Finalement, les SCM les plus pluviogènes sont définis à 233 K et ils contiennent au moins un amas à 213 K dont la durée de vie est supérieure ou égale à 3 heures et la vitesse moyenne supérieure à 10 m/s. Les systèmes ainsi filtrés sont appelés **Systèmes Convectifs Organisés (SCO)**. Cette nouvelle dénomination a simplement pour but d'éviter l'emploi des termes ligne de grains ou CCM faisant référence à des systèmes convectifs ayant une structure interne spécifique. Comme nous le verrons dans la section suivante, pratiquement tous les CCM sont des SCO. De même, de nombreux SCO sont probablement des lignes de grains, ce qui justifie l'emploi du terme "organisé" pour les décrire.

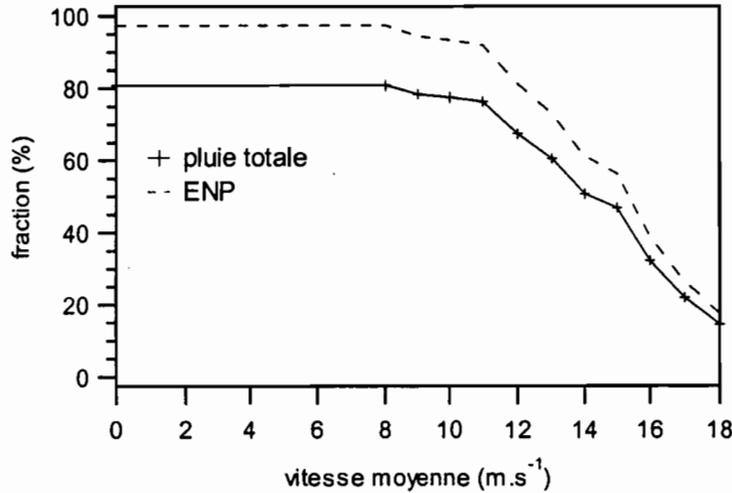


Figure IV-19: Filtrage des SCM définis à 233 K en fonction de leurs caractéristiques à 213 K. Au moins un amas à 213 K, contenu dans l'enveloppe définie à 233 K, doit avoir une durée de vie supérieure à 3 heures et une vitesse moyenne supérieure ou égale au seuil indiqué en abscisse. L'axe des ordonnées indique la contribution des SCM filtrés aux pluies totales et aux pluies associées aux ENP.

IV.3.2 Caractérisation des SCO sur le Sahel central

IV.3.2.1 Statistiques générales

La **Table IV-10** montre que les SCO contribuent pour 78% de la couverture nuageuse des SCM sur le Sahel central (233 K). La contribution des CCM se limite à 16%.

Table IV-10: Contribution (%) des SCO et CCM à la couverture nuageuse des SCM à 233 K sur le Sahel central.

	SCO	CCM
couverture nuageuse	78	16

En terme de nombre (**Table IV-11**), on observe en moyenne 1947 SCM par an sur le Sahel central. Seulement 237 (resp. 23) d'entre eux sont des SCO (resp. CCM). On observe en moyenne 21 ENP par an sur la ZEN. La pluviométrie moyenne des ENP est de 301 mm par an entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre. Les SCO apportent 280 mm (soit 14 mm par événement) et correspondent à l'essentiel des ENP. En comparaison, la contribution des CCM est très modeste, mais ils sont plus efficaces avec une moyenne de 19 mm par événement.

La **Table IV-12** indique les contributions respectives des SCO et CCM par rapport à l'ensemble de la population des SCM. Sur le Sahel central, les SCO expliquent 12,3 % du nombre de SCM contre 1.2% pour les CCM. A l'échelle de la ZEN, 90% des ENP sont associés à un SCO ce qui représente 78% de la pluie totale ou 94% de la pluie des ENP. Seulement 14% des ENP correspondent à un CCM. En terme de pluie cela représente 16% de la pluie totale et 19% de la pluie des ENP.

Table IV-11: Moyennes annuelles du nombre de SCM, SCO et CCM et de la pluviométrie associée (mm). Les statistiques sur la ZEN montrent le nombre d'ENP correspondant au type de système convectif indiqué et la pluie qui y est associée.

	SCM		SCO		CCM	
	<i>nombre</i>	<i>pluie (mm)</i>	<i>nombre</i>	<i>pluie (mm)</i>	<i>nombre</i>	<i>pluie (mm)</i>
Sahel	1947		237		23	
ZEN	21	301	19	280	3	57

Table IV-12: Contributions (%) des SCO et CCM au nombre et à la pluviométrie des SCM. Les statistiques sur la ZEN en terme de nombre sont relatives au nombre total d'ENP. Les chiffres sur la pluie indiquent la proportion de pluie totale expliquée et la proportion de la pluie des ENP expliquée.

	SCO		CCM	
	<i>nombre</i>	<i>pluie</i>	<i>nombre</i>	<i>pluie</i>
Sahel	12,3		1,2	
ZEN	90	78 94	14	16 19

IV.3.2.2 Climatologie des SCO.

La climatologie des SCO proposée est limitée au Sahel central entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre. Les calculs se basent sur 10 années (1989-1994 et 1996-1999).

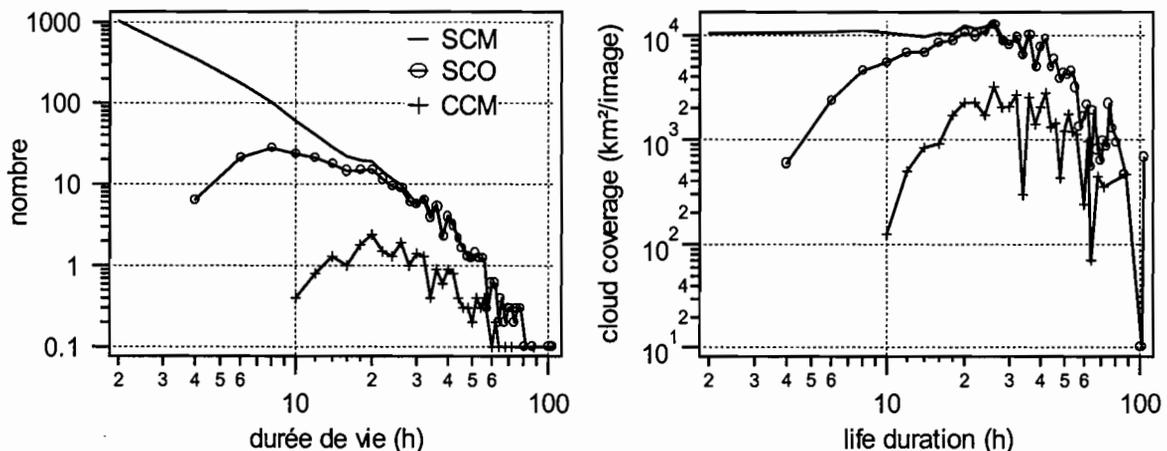


Figure IV-20: Distributions annuelles du nombre de SCO, CCM et SCM et de la couverture nuageuse associée (233 K) en fonction de la durée de vie (h).

La **Figure IV-20** montre les distributions annuelles du nombre et de la couverture nuageuse en fonction de la durée de vie des SCO, CCM et de l'ensemble de la population des SCM. Les statistiques du nombre et de la couverture nuageuse des SCM en fonction de leur durée de vie peuvent être approximées par des fonctions simples (fonction puissance pour le nombre et fonction constante pour la couverture nuageuse). Pour les sous-populations de SCO et de CCM, de telles approximations ne peuvent plus être utilisées. En outre, cette figure montre que tous les SCM de plus de 24 heures sont classifiés comme SCO. En conséquence, tous les CCM de plus de 24 heures satisfont les critères de sélection des SCO. Les populations de CCM et SCO se recouvrent en réalité dans une plus large mesure. Le recouvrement de ces deux populations est schématisé dans la **Figure IV-21**. En réalité, seulement 8% des CCM ne satisfont pas les critères des SCO, ce qui représente 4% de la couverture nuageuse des CCM. Dans la pratique, on peut donc considérer que la population des CCM est incluse dans celle des SCO.

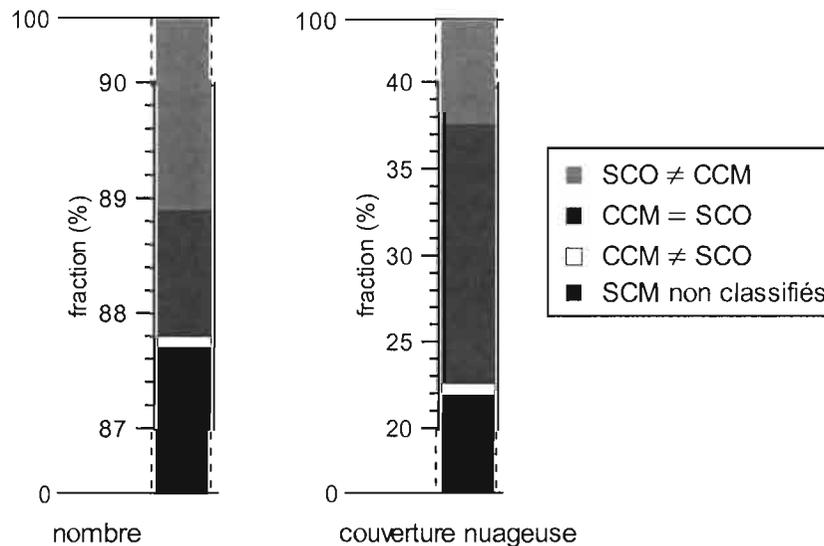


Figure IV-21: Fraction du nombre et de la couverture nuageuse de l'ensemble des SCM expliquées par chacune des sous-populations (SCO, CCM, SCM non classifiés). Une classe spécifique correspondant aux SCM classés à la fois comme SCO et CCM a été considérée.

La **Figure IV-22** illustre le cycle saisonnier du nombre, de la couverture nuageuse, et du rayon moyen. L'ensemble de la population des SCM se caractérise par une croissance du nombre au cours du mois de juillet. Le maximum est atteint en août et la décroissance s'amorce début septembre. La couverture nuageuse suit un cycle assez similaire. Comme le montre le graphe (c), les variations de la couverture nuageuse est le résultat de la variation du nombre en juillet, de la taille des SCM en août et de nouveau du nombre début septembre. La sous-population des SCO affiche un cycle saisonnier du nombre peu marqué. La couverture nuageuse suit pourtant une évolution similaire à celle de l'ensemble des SCM. La variation de couverture nuageuse est expliquée principalement par la variation de la taille des SCO. Les CCM constituent la population la plus sensible au cycle saisonnier. On observe une forte amplitude du cycle du nombre, de la couverture nuageuse et de la taille moyenne. Les variations de couverture nuageuse étant le résultat de la combinaison des variations du nombre et de la taille. Le nombre de CCM est maximum à la fin du mois d'août et minimum à la fin juillet. D'une manière générale, les CCM sont plus nombreux et de plus large extension spatiale en août qu'en juillet.

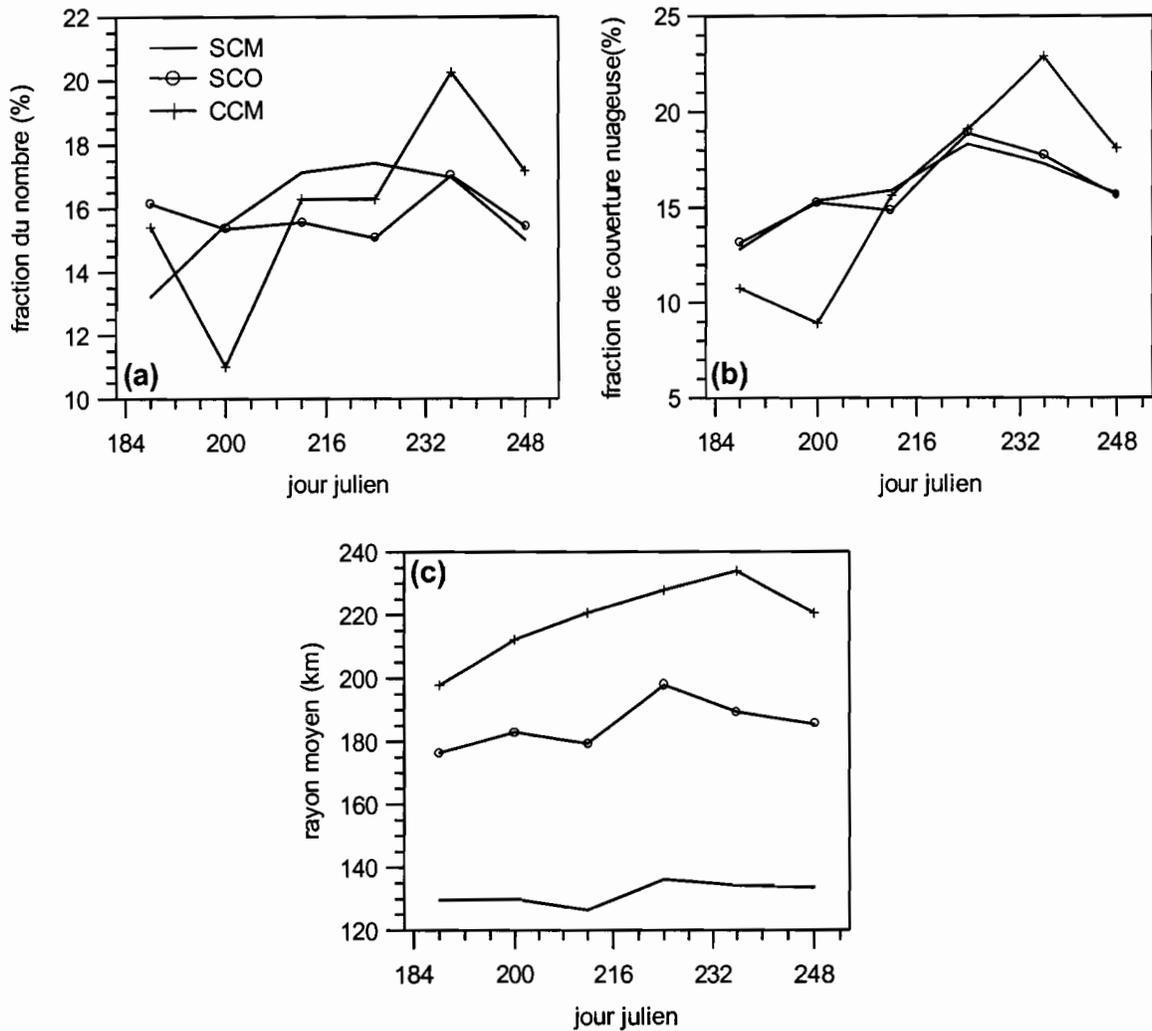


Figure IV-22 : Cycle saisonnier du nombre (a), de la couverture nuageuse (b, 233 K) et du rayon moyen (c). Le nombre et la couverture nuageuse ont été normalisés par rapport à la contribution de chaque population (SCO, CCM, SCM).

La **Figure IV-23** montre les contributions respectives des SCO et CCM en terme de couverture nuageuse au seuil 233 K. La contribution des CCM est assez limitée. Elle est inférieure à 10% en dehors du Sahel central. Au sud de 10°N, les apports des CCM se réduisent rapidement à moins de 5% au fur et à mesure que la latitude décroît. La contribution dans la majeure partie du Sahel central est comprise entre 15% et 20%. Au nord de la zone, elle décroît rapidement de 15% à 5%.

La contribution des SCO est très importante au dessus de 10°N. Les SCO apportent plus de 60% de la couverture nuageuse du lac Tchad aux côtes Sénégalaises. Plus de 80% de la couverture nuageuse entre 12°N et 15°N peut être attribuée aux SCO. Au sud de 10°N la contribution des SCO décroît de 60% à 20% sur cinq degrés de latitude. Cette figure et le travail sur la pluie réalisé précédemment montrent le rôle majeur de ce type de SCM dans la pluviométrie du Sahel, depuis le lac Tchad jusqu'à la côte Atlantique. En revanche, la **Figure IV-23** montre l'importance au sud de 10°N des autres systèmes convectifs en terme de couverture nuageuse et probablement aussi en terme de pluviométrie.

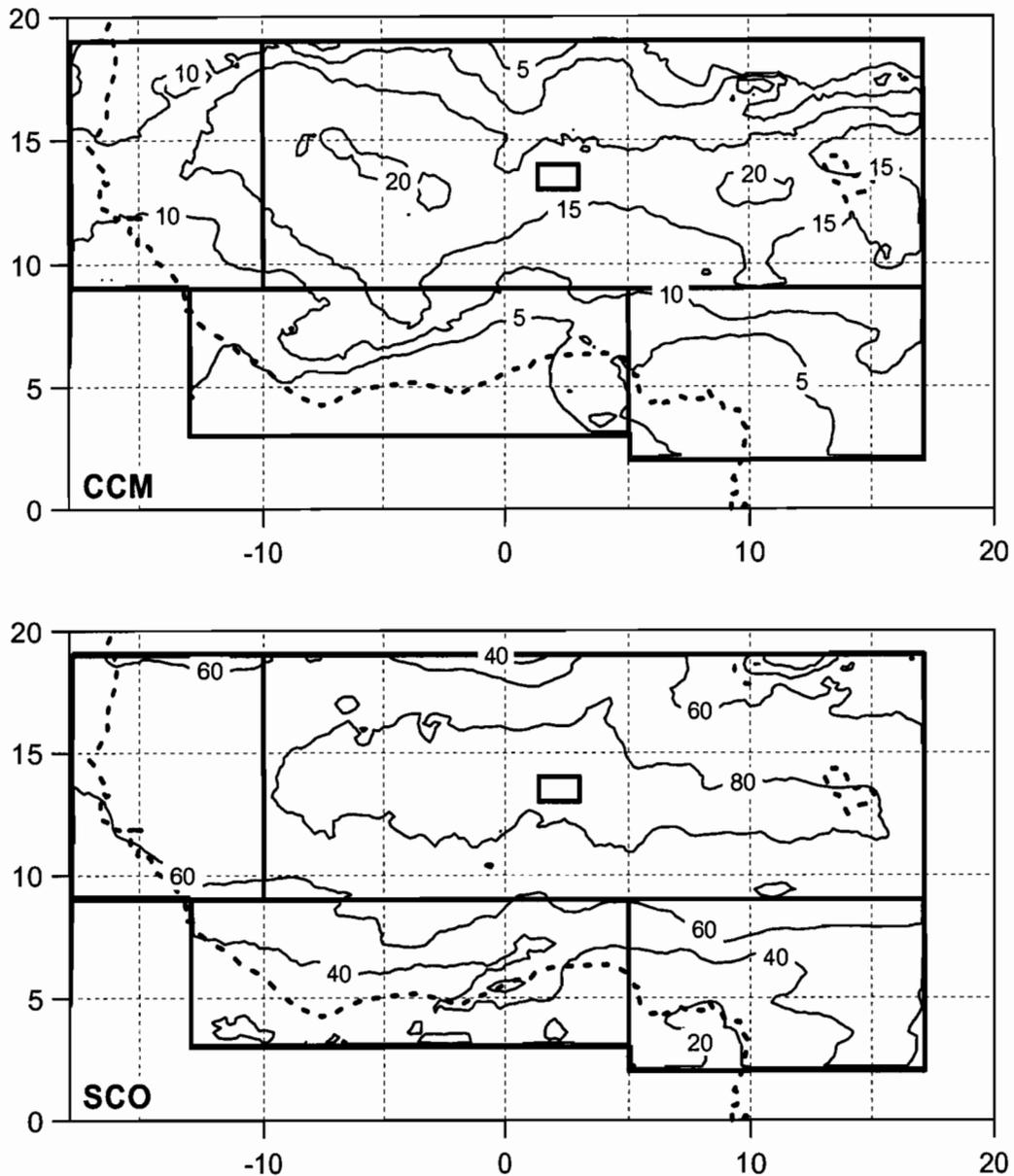


Figure IV-23 : Fraction de la couverture nuageuse (% , 233 K) expliquée par les SCO et les CCM sur l'Afrique de l'ouest. Les quatre zones continentales et la ZEN ont été indiquées. Les contours du lac Tchad et de l'Afrique sont représentés en pointillés.

Les lieux de naissance des SCO et CCM ayant touché le Sahel central sont illustrés par la **Figure IV-24**. La figure montre que la plupart des SCO et CCM du Sahel central sont nés dans la zone. Les SCO naissent un peu partout dans la zone, mais il existe cependant des zones privilégiées. En particulier, on remarque les maxima nets associés au Plateau de Jos et à l'Aïr. D'une manière générale, la probabilité de naissance entre ces deux reliefs, d'altitude relativement élevée pour le Sahel, est forte. Comme nous l'avons vu précédemment, les SCO issus de cette zone sont étroitement liés à la pluviométrie de la ZEN. A l'ouest du méridien origine, il existe d'autres zones de naissances relativement privilégiées. Ces maxima relatifs ne sont par contre pas vraiment liés à des reliefs. La faible documentation haute résolution des conditions de surface sur le Sahel central (notamment la topographie) ne permet pas de déterminer le rôle de la surface dans l'existence de ces maxima.

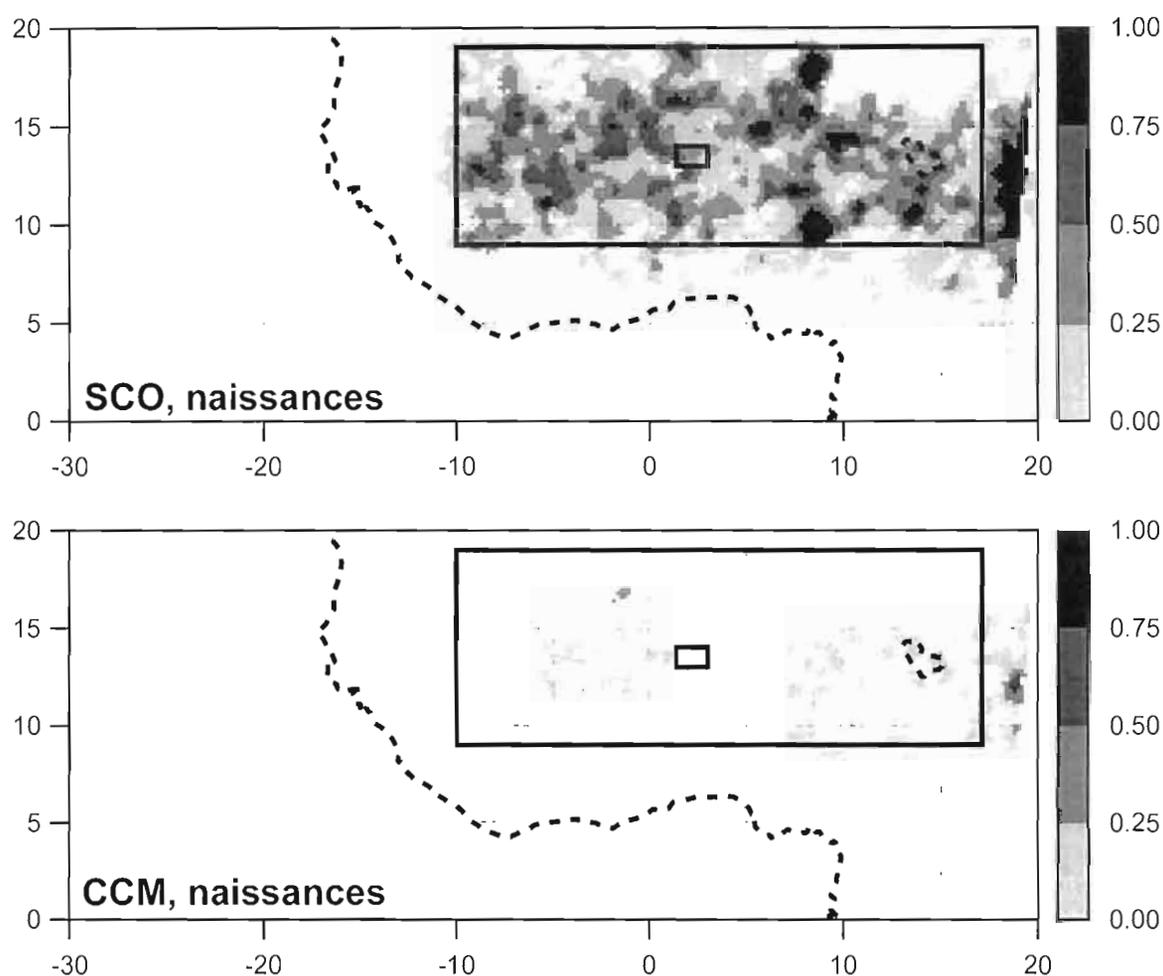


Figure IV-24 : Distributions spatiales de la probabilité annuelle de naissance des SCO et des CCM. Seuls les SCO et CCM ayant touché le Sahel central ont été pris en compte. La ZEN, le Sahel central, les contours du continent et du lac Tchad ont été ajoutés.

Les CCM, beaucoup moins nombreux, ne semblent pas avoir de zone privilégiée de naissances. On notera que le maximum à l'extrême droite des images est un artefact dû à la limite est des extractions METEOSAT utilisées.

Les lieux de dissipations sont représentés dans la **Figure IV-25**. Les caractéristiques propagatives des SCO et CCM apparaissent clairement. On observe un net déplacement vers l'ouest avec une composante vers le sud non négligeable. L'essentiel des SCO ou des CCM se dissipent sur le continent, particulièrement dans la bande 10°N-15°N. Un certain nombre de SCO ou CCM se dissipent néanmoins sur l'océan, jusqu'à 30°W pour les SCO. Ceci montre les connections possibles entre les différentes zones de la fenêtre d'étude via les systèmes convectifs. On ne peut vraisemblablement pas déconnecter la zone Sénégal de la zone du Sahel central. C'est ce que suggère d'ailleurs la **Figure IV-23**.

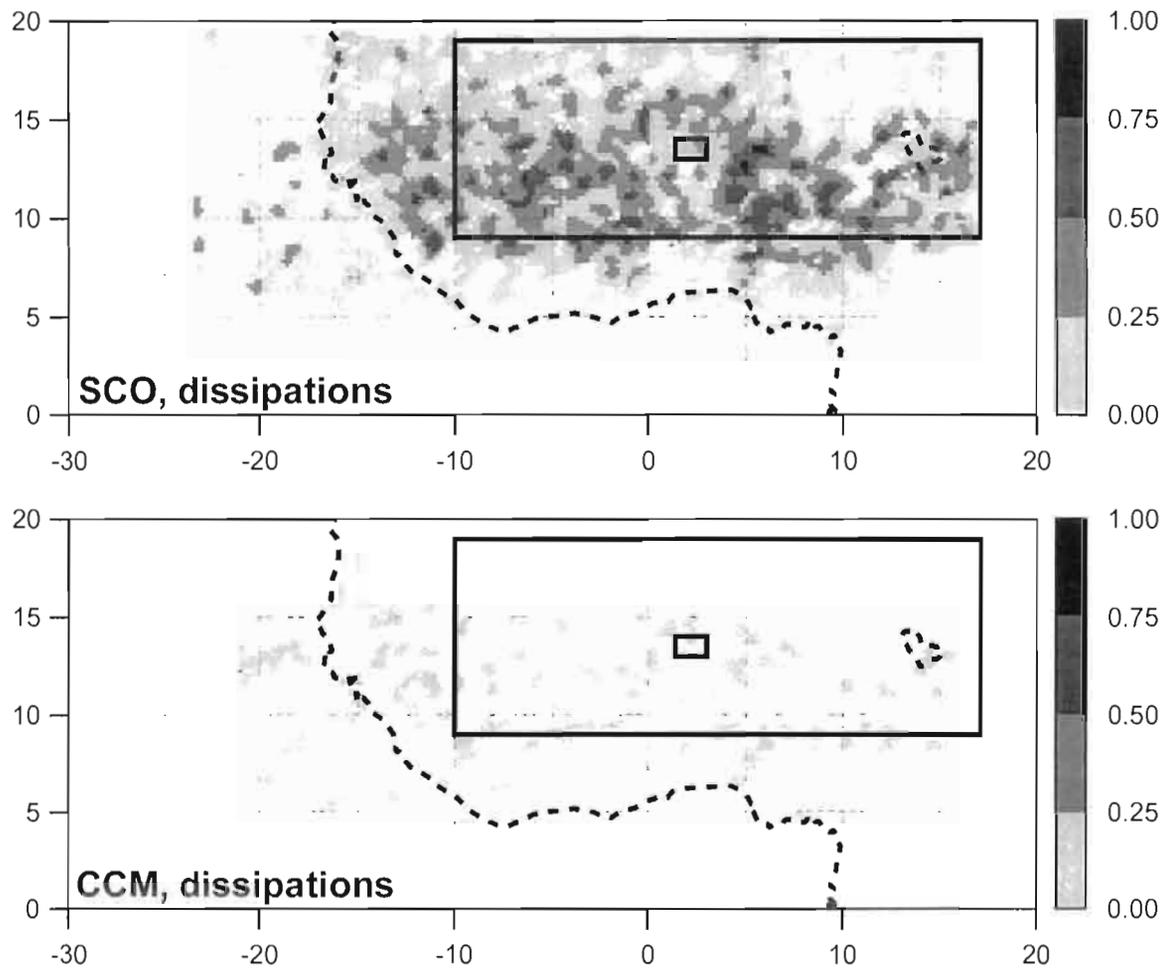


Figure IV-25 : Distributions spatiales de la probabilité annuelle de dissipation des SCO et des CCM. Seuls les SCO et CCM ayant touché le Sahel central ont été pris en compte. La ZEN, le Sahel central, les contours du continent et du lac Tchad ont été ajoutés.

IV.4 Synthèse

Ce chapitre a démontré que l'on peut définir objectivement sur le Sahel un événement nuageux pluvio-gène (ENP) par satellite comparable aux événements pluvieux définis avec des données au sol. La méthodologie décrite dans ce chapitre permet de filtrer 90% des événements nuageux n'intéressant pas directement la zone d'étude. Elle permet en outre d'associer de façon raisonnable un ENP à un seul SCM dont on connaît le cycle de vie. Le concept d'ENP a ainsi plusieurs applications. Il permet par exemple d'étudier la variabilité de l'efficacité pluviométrique des SCM en fonction de leur cycle de vie, du cycle diurne et du cycle saisonnier. Il permet aussi de caractériser aisément les SCM les plus pluvio-gènes et d'étudier l'origine des conditions météorologiques à une échelle locale.

Les ENP ainsi obtenus sont représentatifs de la pluviométrie globale (83% de la pluie sur la zone d'étude) et aussi du cycle saisonnier et du cycle diurne de la pluie. Sur la zone EPSAT-Niger, on observe en moyenne 21 ENP entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre. En moyenne, les ENP produisent 15 mm et durent une dizaine d'heures. L'intermittence entre deux ENP est généralement de 2 ou 3 jours, traduisant l'effet de stabilisation de l'atmosphère suite au passage d'un événement convectif. L'intermittence minimale enregistrée sur 9 années est de 5 heures. Les conditions atmosphériques généralement favorables au développement de la convection expliquent que l'intermittence des ENP n'excède que rarement 4 jours.

L'étude de la variabilité pluviométrique des SCM à l'échelle d'un degré carré a montré que cette dernière est essentiellement liée à la variabilité intra nuageuse des précipitations. Au second ordre, la durée de l'événement joue un rôle sur le cumul total, mais pas sur l'intensité des précipitations. Il en découle que les SCM de large taille (les CCM notamment) produisent plus de pluies que les autres. Par ailleurs, aucune modulation diurne ou saisonnière de l'efficacité pluviométrique des SCM n'a pu être mise en évidence, pas plus qu'un quelconque impact de la position dans le cycle de vie. Ces éléments sont néanmoins liés à la taille des SCM et jouent donc indirectement sur le cumul des ENP. Finalement, comme le montrera clairement le chapitre V, la variabilité de la pluviométrie sur un degré carré et à l'échelle de la saison est associée au premier ordre au nombre d'ENP. Cette conclusion rejoint celle de Lebel et al. (1997) découlant de l'observation des événements pluvieux définis à partir de données de surface.

Le cycle diurne de la pluie sur la zone EPSAT-Niger est atypique avec un maximum de précipitations entre 1h00 et 10h00, heures solaires. La définition des ENP a permis d'attribuer cette singularité aux facteurs géographiques environnants. La plupart des SCM à l'origine des pluies sur la zone naissent entre le Plateau de Jos et l'Aïr, sur une zone d'altitude supérieure à 400 m. Le temps de propagation nécessaire induit une plus forte probabilité de passage au dessus de la ZEN la nuit, ce qui confirme les hypothèses de Shinoda et al. (1999).

Enfin, nous avons établi des critères objectifs pour discriminer les SCM les plus pluvio-gènes. Nous les avons appelé les Systèmes Convectifs Organisés (SCO) car ils regroupent l'essentiel de la population des CCM et probablement une forte proportion des lignes de grains. Sur la zone EPSAT-Niger, les SCO expliquent 94% de la pluie associée aux ENP, soit 78% de la pluie totale. Si l'on considère qu'une pluie est associée à un SCO si un système de ce type touche le degré carré pendant l'averse (mais ne satisfait pas forcément les critères de sélection des ENP) on trouve que les SCO expliquent 93% de la pluie totale (non montré). On a donc une contribution similaire des SCO dans les 83% de la pluie totale expliqués par les ENP et les 17% restant. En moyenne, on observe 237 SCO par an sur le Sahel central entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre et ils expliquent 78% de la couverture nuageuse au seuil 233 K. En moyenne, leur nombre varie relativement peu au cours de la saison mais leur taille est plus importante en août. L'étude des naissances des SCO souligne un peu plus l'importance de l'orographie. De nets maxima sont notamment observés entre l'Aïr et le Plateau de Jos dans la bande comprise entre 5°E et 10°E. L'étude des dissipations montre clairement l'impact des SCO Sahélien jusque sur l'océan. Par exemple, on a observé un SCO, initié sur le Sahel, se dissipant à des milliers de kilomètres de son lieu de naissance vers 30°W.

Les principaux résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'un article soumis: Mathon et al. (2001), Annexe IV.

Chapitre V

VARIATIONS INTERANNUELLES

Ce chapitre aborde les variations interannuelles à l'échelle de la ZEN et à l'échelle du Sahel central. Les variations interannuelles des autres zones ne seront pas abordées, soit parce que seulement deux années sont disponibles (zone océanique), soit parce que les données ne sont homogènes que pour une partie restreinte de la saison des pluies (zones Cameroun et Côte d'Ivoire).

Pour simplifier les dénominations de ce chapitre, les SCM0 se réfèrent systématiquement aux SCM ne satisfaisant pas les critères des SCO. La période d'étude s'étend du 1^{er} juillet au 14 septembre.

V.1 Variations interannuelles à l'échelle de la zone EPSAT-Niger

V.1.1 Résultats généraux

Cette section a pour but de vérifier que la contribution des ENP reste stable à l'échelle interannuelle. A priori, les critères de recouvrement de la ZEN ne devraient pas introduire de biais. En revanche, le choix du seuil 233 K, justifié sur l'ensemble des 9 années, pourrait introduire un biais si la profondeur de la convection varie à l'échelle interannuelle.

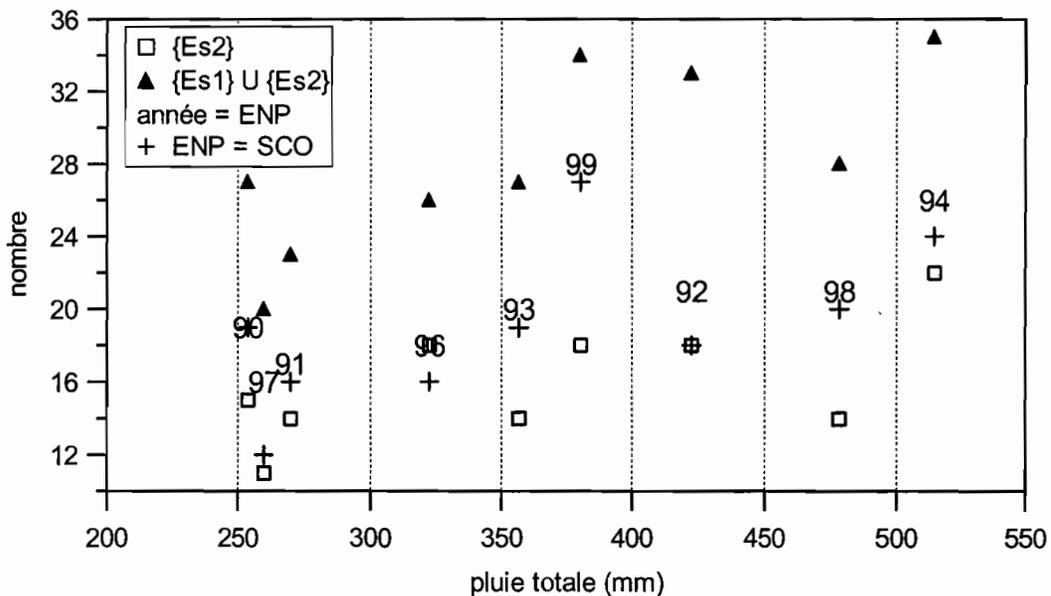


Figure V-1: Variations interannuelles du nombre d'événements en fonction de la pluie annuelle totale (mm). La corrélation entre les événements classifiés au sol ({Es1} U {Es2}) et les {Es2} seuls et la pluie est comparée à celle des ENP définis par satellite (tous les ENP et ENP=SCO).

La Figure V-1 permet d'évaluer visuellement la corrélation entre les variations interannuelles du nombre d'événements (définis au sol ou par satellite) et les variations interannuelles de la lame d'eau totale observée sur la ZEN. Quelque soit le type d'événements, on observe toujours une corrélation relativement bonne entre le nombre et la lame d'eau observée. On rejoint ici les conclusions de Lebel et al. (1997): la variabilité interannuelle des précipitations est principalement liée à la variabilité du nombre d'événements et la variabilité de pluviométrie par événement n'intervient qu'au second ordre, du moins à l'échelle d'un degré carré. Compte tenu des travaux du chapitre IV, la variabilité de la pluviométrie par événement est importante, mais est principalement liée à la variabilité intra nuageuse des pluies. A l'échelle d'un degré carré, on peut considérer que la variabilité

de la pluie par événement est quasi aléatoire ce qui induit un effet de compensation à l'échelle de la saison. En conséquence, le nombre d'événements représente relativement bien la lame d'eau totale de la saison.

La comparaison de la corrélation du nombre et de la lame d'eau varie en fonction du type d'événements considéré. La corrélation la plus fiable est obtenue avec les {Es2}, ce qui est logique puisque les {Es2} représentent l'essentiel des pluies par définition. La comparaison des trois autres types d'événements montre des travers similaires. Comparées aux autres années, 1990 et 1999 sont caractérisées par un nombre d'événements trop important par rapport à la lame d'eau observée. A l'inverse, le nombre est trop faible en 1998 surtout si l'on considère l'ensemble des événements définis par les données au sol ({Es1 U {Es2} mais aussi {Es2} seuls). Pour les événements définis par satellite, on note qu'il n'existe pas de grandes différences entre considérer l'ensemble des ENP ou seulement ceux associés à un SCO.

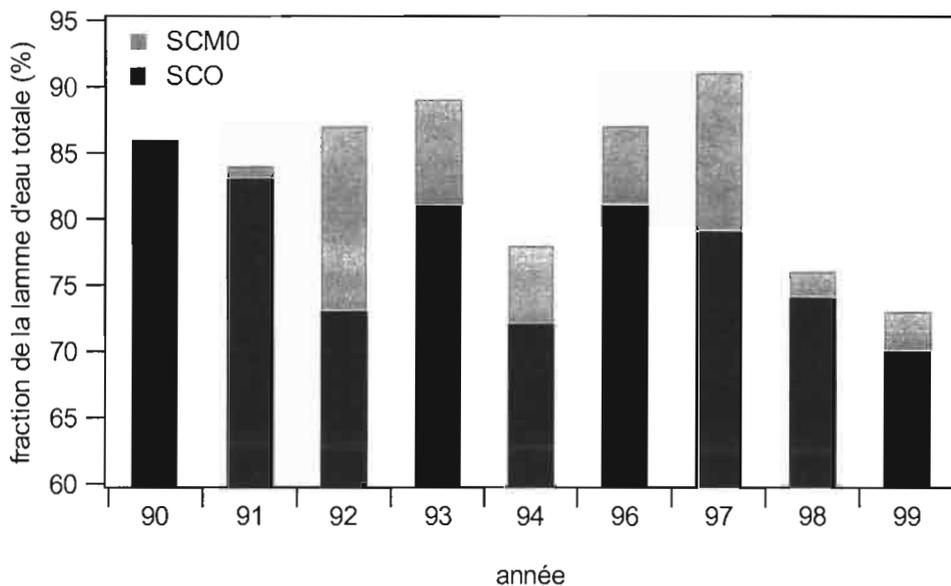


Figure V-2: Variations interannuelles de la contribution des ENP à la pluviométrie totale de la ZEN. On a séparé la contribution des ENP associés à un SCO.

La **Figure V-2** montre les variations à l'échelle interannuelle de la contribution des ENP à la pluviométrie totale de la ZEN. La contribution des ENP est toujours supérieure à 70%. Deux particularités apparaissent néanmoins dans cette figure:

- Tout d'abord, la contribution des ENP dépasse nettement 80% de la pluie totale sauf pour les années 1994, 1998 et 1999. Notons que ces trois années ont été les plus humides depuis 1990 sur la zone.
- En outre, en 1992 et 1997, la contribution des ENP non associés à un SCO dépasse 10% de la pluie totale.

V.1.2 Trajectoires des ENP de la zone EPSAT-Niger

La **Figure V-3** et la **Figure V-4** montrent les trajectoires des ENP pour les 4 années les plus pluvieuses et les 5 autres années respectivement. Les trajectoires sont identifiées à partir des différentes positions du centre géométrique des SCM.

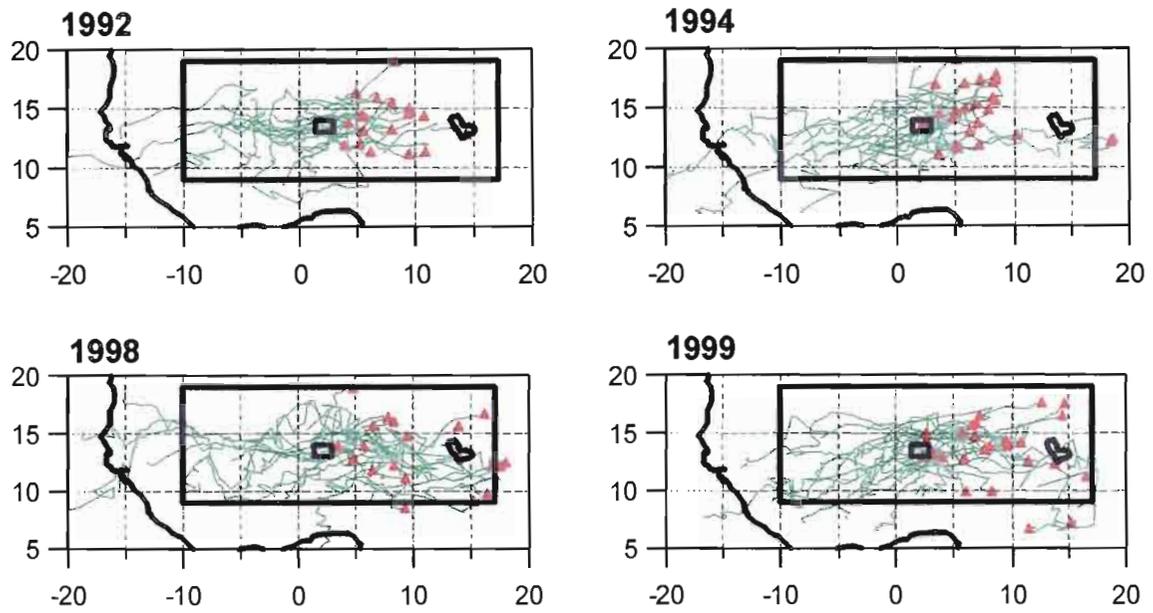


Figure V-3: Trajectoires des SCM principaux des ENP au seuil 233 K pour les quatre années les plus pluvieuses. Les lieux de naissances sont indiqués par des marqueurs rouges. Le Sahel central, la ZEN et le contour continental ont été ajoutés.

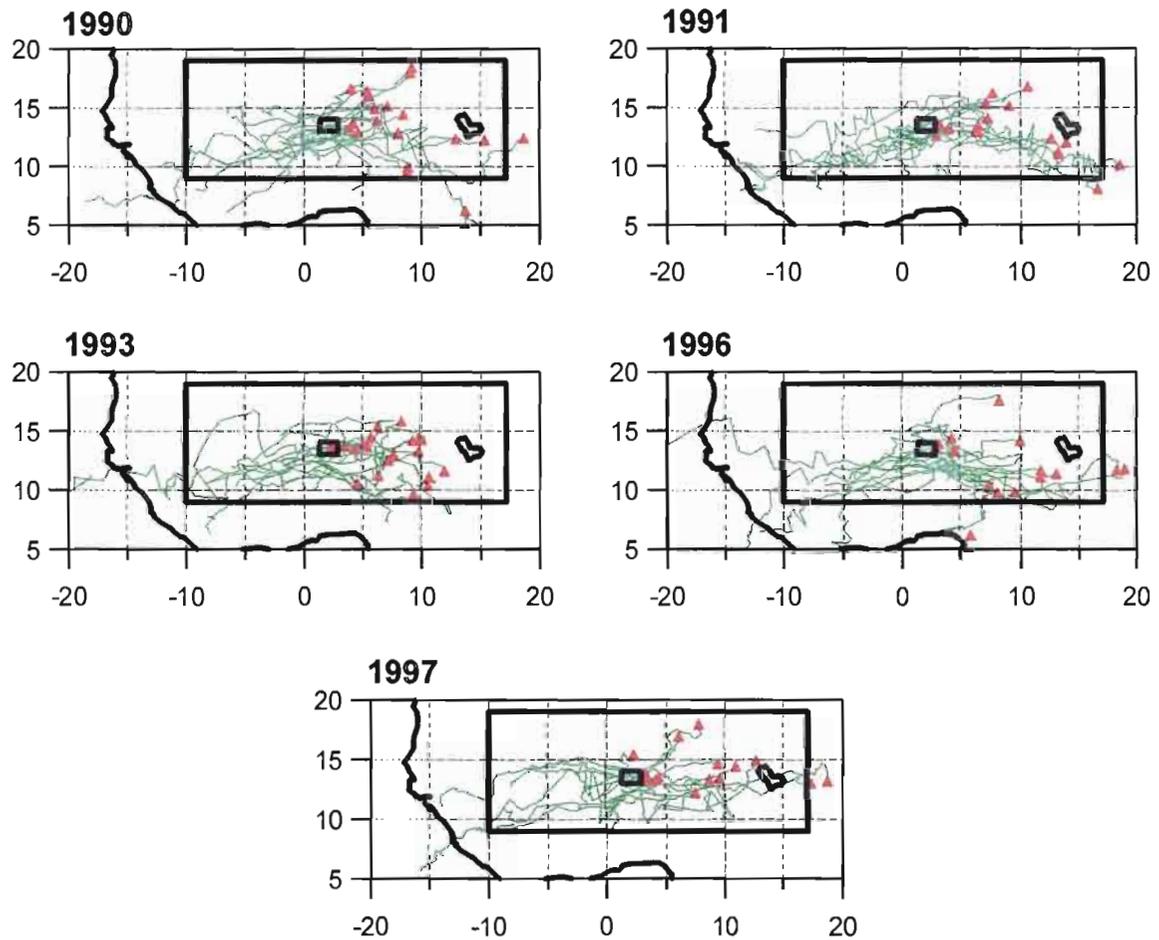


Figure V-4: Idem Figure V-3 mais pour les 5 années les moins pluvieuses.

Pour les 4 années les plus pluvieuses, les trajectoires se répartissent de façon relativement équilibrée au nord et au sud de la ZEN. En revanche, pour les 5 années les moins humides, les trajectoires se situent principalement au sud de la zone d'étude. Pour les années 1990, 1991, 1993 et 1996, les trajectoires sont nettement incurvées. En d'autres termes, les SCM naissent et se dissipent souvent à des latitudes inférieures à celle de la ZEN. La **Table V-1** montre la position méridienne de la ZCIT sur le Sahel central et autour de la ZEN estimée à partir du maximum de couverture nuageuse au seuil 233 K. Les variations interannuelles de la position méridienne de la ZCIT ainsi estimée ne sont pas très importantes et restent constantes selon que l'on considère le Sahel central ou la région comprise entre 0 et 5°E. Néanmoins, la ZCIT est située légèrement plus au nord pour les 4 années les plus humides de la ZEN, ce qui est en accord avec les trajectoires des ENP.

Table V-1: Position méridienne de la ZCIT sur le Sahel central et au niveau de la ZEN. La position de la ZCIT est estimée à partir du maximum annuel de la couverture nuageuse au seuil 233 K cumulée entre 0 et 5°E pour la ZEN et entre 10°W et 17°E pour le Sahel central. La précision est de +/- 0.5 degré.

	90	91	92	93	94	96	97	98	99
Sahel	10,5	10,5	11,5	10,5	11,5	10,5	10,5	11,5	11,5
ZEN	10,5	10,5	11,5	10,5	11,5	10,5	10,5	11,5	11,5

V.1.3 Variations interannuelles du cycle saisonnier

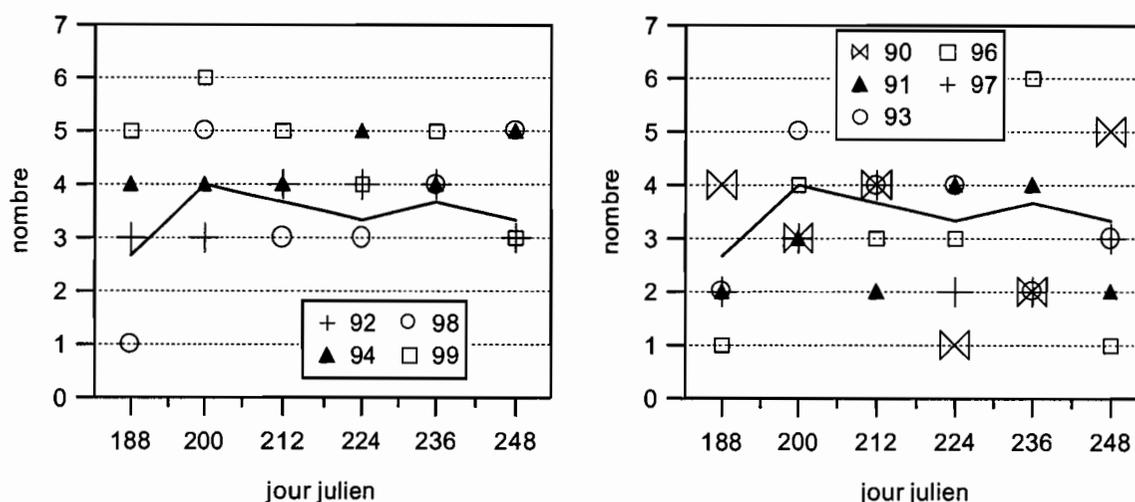


Figure V-5: Variations intra-saisonnières du nombre d'ENP pour chacune des neuf années. La distribution moyenne a été ajoutée (trait plein) et la résolution est de 12 jours. Les 4 années les plus humides ont été regroupées.

La **Figure V-5** montre les variations intra-saisonnières du nombre d'ENP pour chacune des 9 années considérées. Les deux années les plus sèches (90 et 97) présentent une caractéristique commune: le nombre d'ENP est nettement plus faible que la moyenne en août. L'année 1998 (la deuxième plus humide sur la période considérée) se distingue des trois autres années humides par un net déficit d'ENP au début du mois de juillet.

Cette section a montré que le nombre d'ENP contrôle au premier ordre les variations interannuelles de la pluviométrie de la ZEN. Les années les plus humides sont caractérisées par des trajectoires des SCM équitablement distribuées au nord et au sud de la ZEN. La position méridienne de ces trajectoires est liée à la position méridienne moyenne de la ZCIT. Les années les plus sèches sont caractérisées par des trajectoires situées plutôt au sud de la ZEN. Les deux années les plus sèches présentent en outre un déficit important du nombre d'ENP au mois d'août. Nous avons étudié les variations interannuelles de l'intermittence des ENP (non montré). Rien de significatif n'a pu en être tiré. On observe généralement un à deux cas par an où l'intermittence est supérieure à la semaine. Ces cas peuvent être observés aussi bien lors des années sèches que lors des années humides. L'année 1994 fait cependant exception à la règle dans le sens où aucune intermittence de cet ordre n'a été observée.

V.2 Variations interannuelles à l'échelle du Sahel central

V.2.1 Résultats généraux

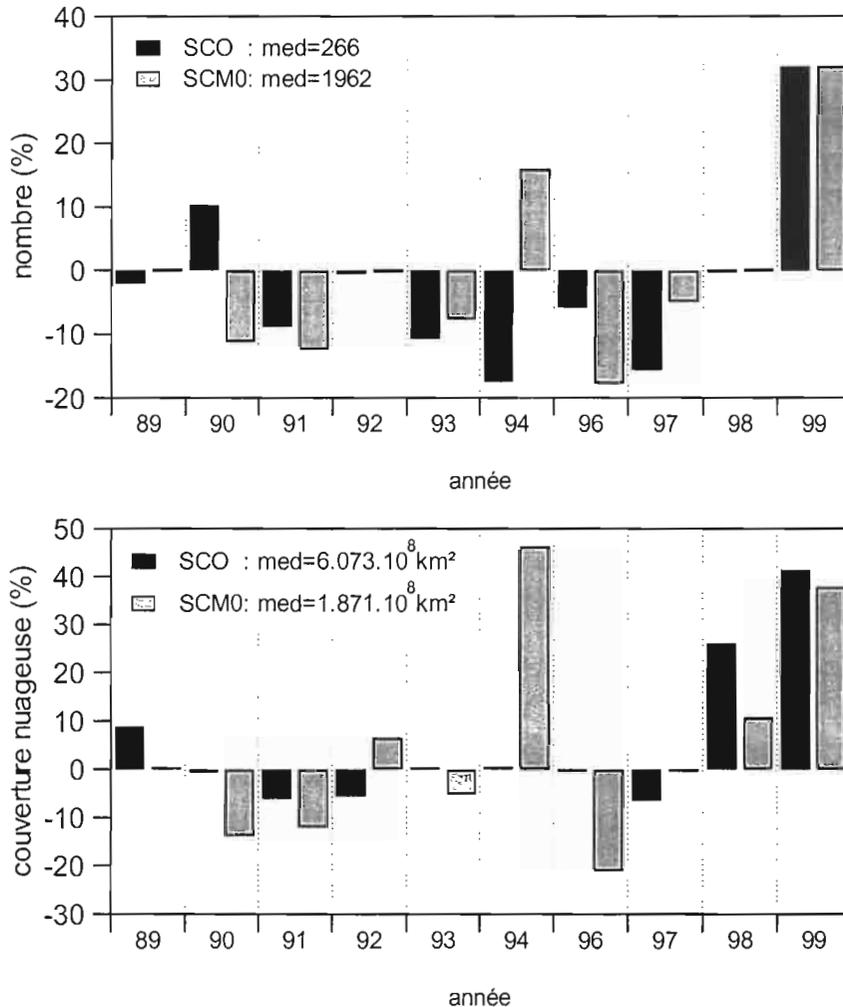


Figure V-6: Variations interannuelles du nombre de SCO et de SCM0 et de la couverture nuageuse associée au seuil 233 K. Les variations sont relatives à la valeur médiane (%).

La **Figure V-6** montre les variations interannuelles du nombre et de la couverture nuageuse des SCO et des SCM0 par rapport à la médiane (les excédents importants de couverture nuageuse en 1998 et 1999 risquant d'influencer significativement la moyenne, nous avons préféré nous baser sur la médiane). Nous avons par ailleurs évalué l'erreur liée à la méthode de suivi pour le nombre de SCO. Cette dernière se situe entre 1% et 5% selon les années. Les variations interannuelles du nombre de SCO ou de SCM0 peuvent être importantes, c'est notamment le cas en 1994, 1997 et surtout 1999. De même on observe des variations importantes de la couverture nuageuse (1998 et 1999). Deux points sont importants à noter. D'une part, les variations relatives aux SCO ne sont pas forcément identiques à celles des SCM0. C'est particulièrement le cas en 1994 et cela correspond bien aux observations faites in situ: cette année là, les agents de l'IRD affectés sur le degré carré EPSAT-niger avaient noté des pluies atypiques pour la région dans le sens où un certain nombre d'averses n'étaient pas associées à des lignes de grains. D'autre part, les variations du nombre et de la couverture nuageuse ne sont pas forcément identiques non plus, ce qui montre que la couverture nuageuse par cycle de vie caractérisant la taille moyenne et la longévité des systèmes convectifs peut varier beaucoup à l'échelle interannuelle.

Pour comparer la couverture nuageuse à la pluviométrie, on dispose d'indices normalisés établis entre 1968 et 1998 du même type que ceux de Lamb (1978a):

$$R_j = \frac{1}{N_j} \times \sum_{i=1}^n X_{ij} \text{ avec } X_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{x}_i}{\sigma}$$

où i représente la station, j l'année, \bar{x}_i la moyenne, σ l'écart-type de la station sur la période de référence (1968-1998), n est le nombre de stations disponibles.

La **Table V-2** récapitule la valeur de ces indices sur les années comprises entre 1989 et 1998 pour la période allant de juillet à septembre. On ne dispose pas des résultats de l'année 1999. Néanmoins, cette année a été plutôt excédentaire sur la zone EPSAT-Niger et sur le Sénégal où on a enregistré des inondations importantes au niveau de la vallée du fleuve Sénégal. Il semble donc que 1999 ait été excédentaire sur la majeure partie du Sahel central.

Table V-2: Indices pluviométriques sur le Sahel central. Les indices sont calculés sur la période allant de juillet à septembre par rapport à une moyenne établie entre 1968 et 1998. L'absence de données est caractérisée par un double x.

	89	90	91	92	93	94	96	97	98
JAS	0,16	-0,40	-0,06	-0,07	0,01	0,73	0,02	xx	0,76

Sachant que les SCO expliquent l'essentiel des pluies et de la couverture nuageuse sur le Sahel central (cf chapitre IV), nous nous sommes focalisés sur ce type de système pour étudier les variations interannuelles sur la région. La **Figure V-7** montre la corrélation à l'échelle interannuelle entre la couverture nuageuse des SCO et l'indice de pluie au Sahel. Cette corrélation est assez grossière. On note en particulier que la couverture nuageuse des SCO reflète mal la pluviométrie en 1994 et 1999. La **Figure V-8** indique la corrélation entre le nombre de SCO et l'indice pluviométrique. Le nombre de SCO est très mal corrélé à la pluviométrie, notamment en 1994, 1990 et 1999. Ce résultat peut paraître surprenant par rapport à ce que l'on observe sur la zone EPSAT-Niger. En fait, le nombre d'événements de la zone EPSAT-Niger est basé implicitement sur la taille des systèmes convectifs puisque plus un système est gros plus il a de chance de toucher la zone. Ce n'est pas le cas à l'échelle du Sahel central, ce qui explique que l'on obtienne des résultats a priori contradictoires. La **Figure V-9** montre la relation entre la couverture nuageuse moyenne par SCO et la pluviométrie. Ce paramètre reflète les caractéristiques moyennes des SCO (taille, longévité) et nous renseigne donc sur l'intensité de la convection. A l'exception de l'année 1997, on observe une très bonne corrélation entre l'intensité de la convection et l'indice des précipitations au Sahel. Le coefficient de corrélation linéaire est de 0.94, ce qui dépasse largement la corrélation entre l'indice de pluie et les paramètres suivants: le

nombre de SCO, la couverture nuageuse des SCO et la couverture nuageuse totale au seuil 233 K (non montré).

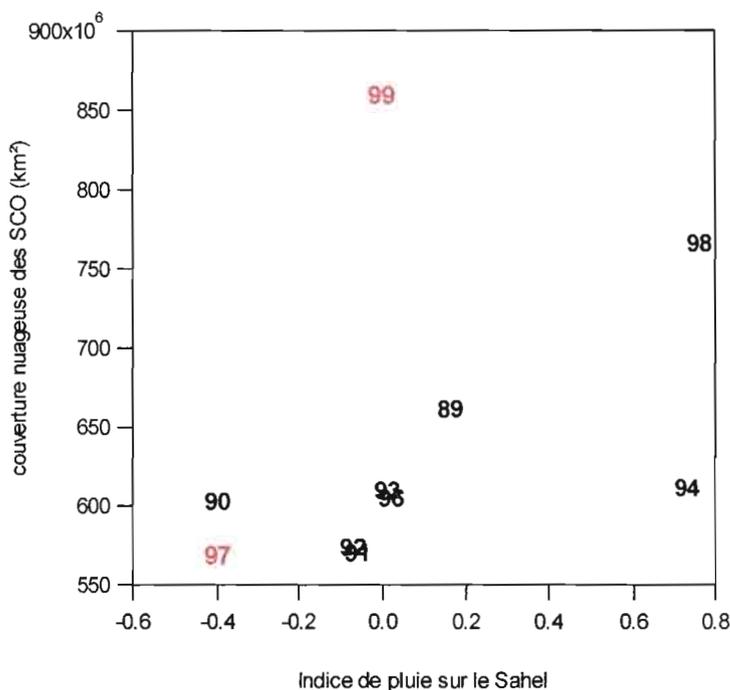


Figure V-7: Couverture nuageuse (km², 233 K) des SCO en fonction de l'indice de pluie normalisé de juillet à septembre. Les années en noir sont celles pour lesquelles on dispose de la valeur de l'indice de pluie. Les autres années sont disposées par rapport à d'autres sources d'informations moins fiables.

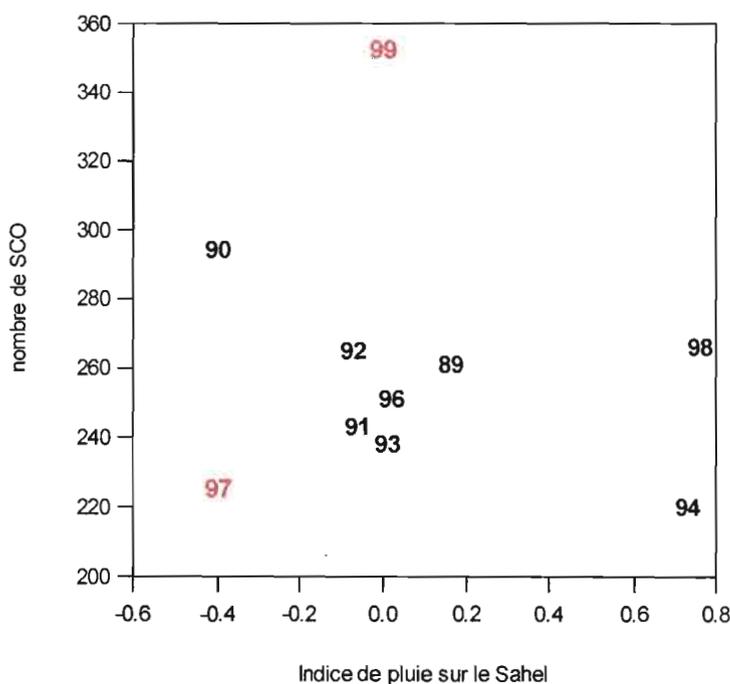


Figure V- 8: Nombre de SCO en fonction de l'indice de pluie normalisé de juillet à septembre. Les années en noir sont celles pour lesquelles on dispose de la valeur de l'indice de pluie. Les autres années sont disposées par rapport à d'autres sources d'informations moins fiables.

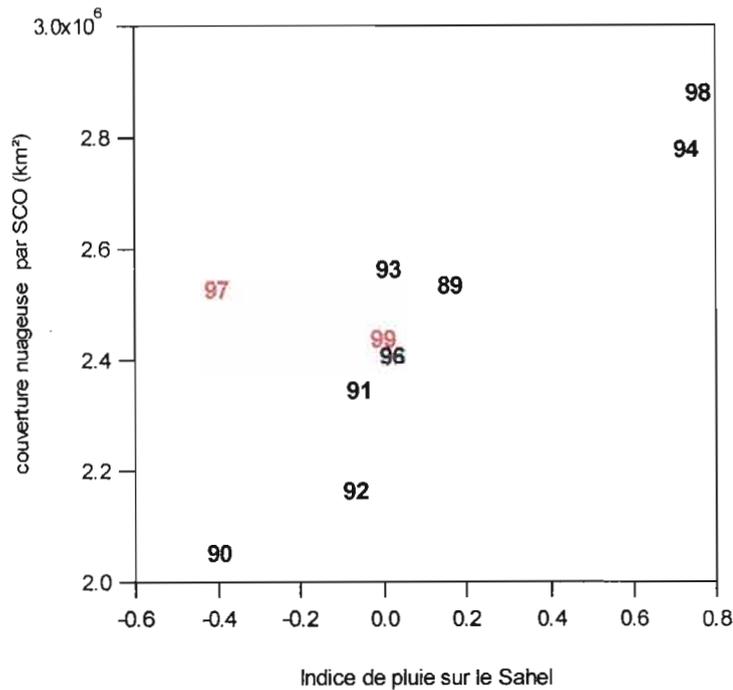


Figure V-9: Couverture nuageuse moyenne (km², 233 K) par SCO en fonction de l'indice de pluie normalisé de juillet à septembre. Les années en noir sont celles pour lesquelles on dispose de la valeur de l'indice de pluie. Les autres années sont disposées par rapport à d'autres sources d'informations moins fiables.

D'après la **Figure V-9**, il suffit d'avoir une forte intensité de la convection à l'échelle de la saison pour avoir un net excédent pluviométrique. Il faudrait bien sûr pouvoir le vérifier sur un plus grand nombre d'années. Par rapport aux classifications des sécheresses au Sahel (Nicholson, 1986) et en se basant sur les indices de pluie du Sahel et de la Guinée (non montrés) on peut vérifier que l'année 1990 correspond à une sécheresse dipolaire présentant un déficit pluviométrique au Sahel et un excédent au sud, alors que l'année 1997 correspond à une sécheresse généralisée sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Pour l'année 1990, l'intensité de la convection a été faible en moyenne sur la saison bien que le nombre de SCO ait été sensiblement excédentaire. En revanche, en 1997 l'intensité de la convection est normale. Le déficit pluviométrique doit donc être associé principalement au net déficit du nombre des SCO. Sous réserve de pouvoir le vérifier plus tard sur un plus grand nombre d'années, il semble que la sécheresse dipolaire soit associée à une baisse sensible de l'intensité de la convection à l'échelle de la saison alors que la sécheresse généralisée correspond à une intensité de la convection moyenne accompagnée d'un net déficit du nombre de SCO.

V.2.2 Vue spatialisée des variations interannuelles

La **Figure V-10** montre les occurrences des SCO au sens de la médiane. Le maximum d'occurrences est généralement situé entre 10°N et 15°N. On observe une coupure zonale entre 0 et 5°E. On note en outre le maximum vers le Plateau de Jos et un autre maximum au niveau du Fouta Djallon.

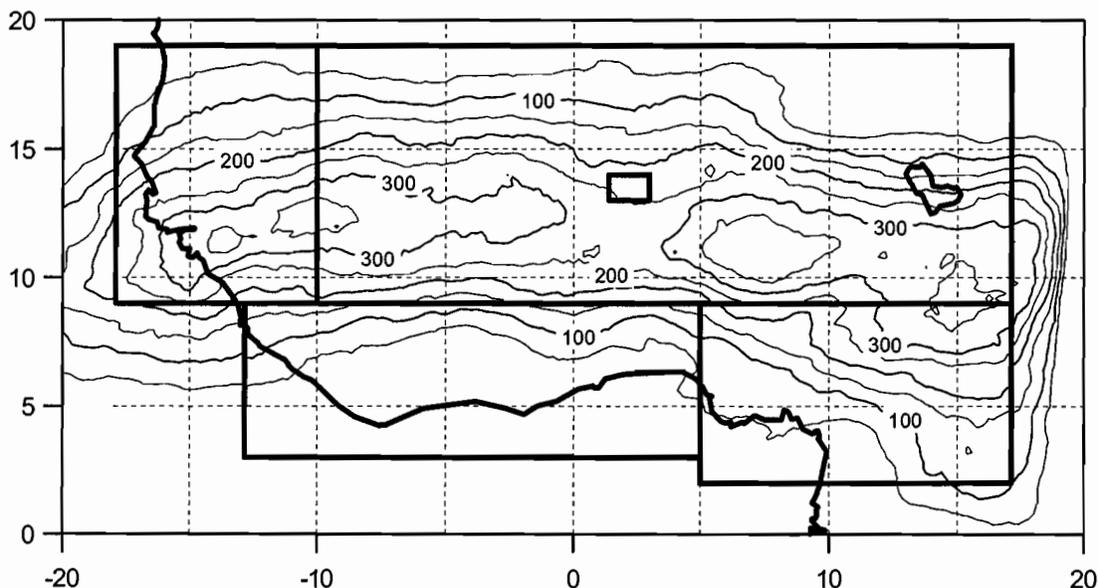


Figure V-10: Occurrences médianes des SCO (233 K) sur les dix années considérées.

La **Figure V-11** montre les transects de la couverture nuageuse au seuil 233 K entre 10°W et 17°E des SCO et des SCM0. Cette représentation permet de regrouper les différentes années en trois groupes. Les années 91, 92 et 97 présentent un déficit important par rapport à la couverture nuageuse médiane des SCO au dessus de 10°N. Notons que la couverture nuageuse des SCO et des SCM0 est aussi nettement déficitaire au sud de 10°N. Les années 89, 90, 93 et 96 sont caractérisées par une couverture nuageuse proche de la valeur médiane pour cette même gamme de latitudes. Notons que l'année 89 se distingue des trois autres par une couverture nuageuse des SCO et des SCM0 nettement supérieure à la médiane au sud de 10°N. Enfin, les années 98 et 99 correspondent à une situation excédentaire pour les SCO au nord de 10°N. Notons que la couverture nuageuse des SCO et SCM0 est globalement excédentaire entre 0 et 20°N en 1999 alors qu'en 1998, la couverture nuageuse des SCM0 est excédentaire au sud de 10°N et proche de la médiane ailleurs et que celle des SCO est médiane au sud de 10°N. Nous avons rattaché 1994 à ce groupe, bien que la couverture nuageuse des SCO soit globalement médiane au nord du 10^{ème} parallèle. 1994 est atypique à plus d'un titre. Elle est caractérisée par un net excédent de la couverture nuageuse des SCO au nord de 12°N mais un déficit très important au sud. En revanche, la couverture nuageuse des SCM0 est nettement excédentaire entre 6°N et 16°N.

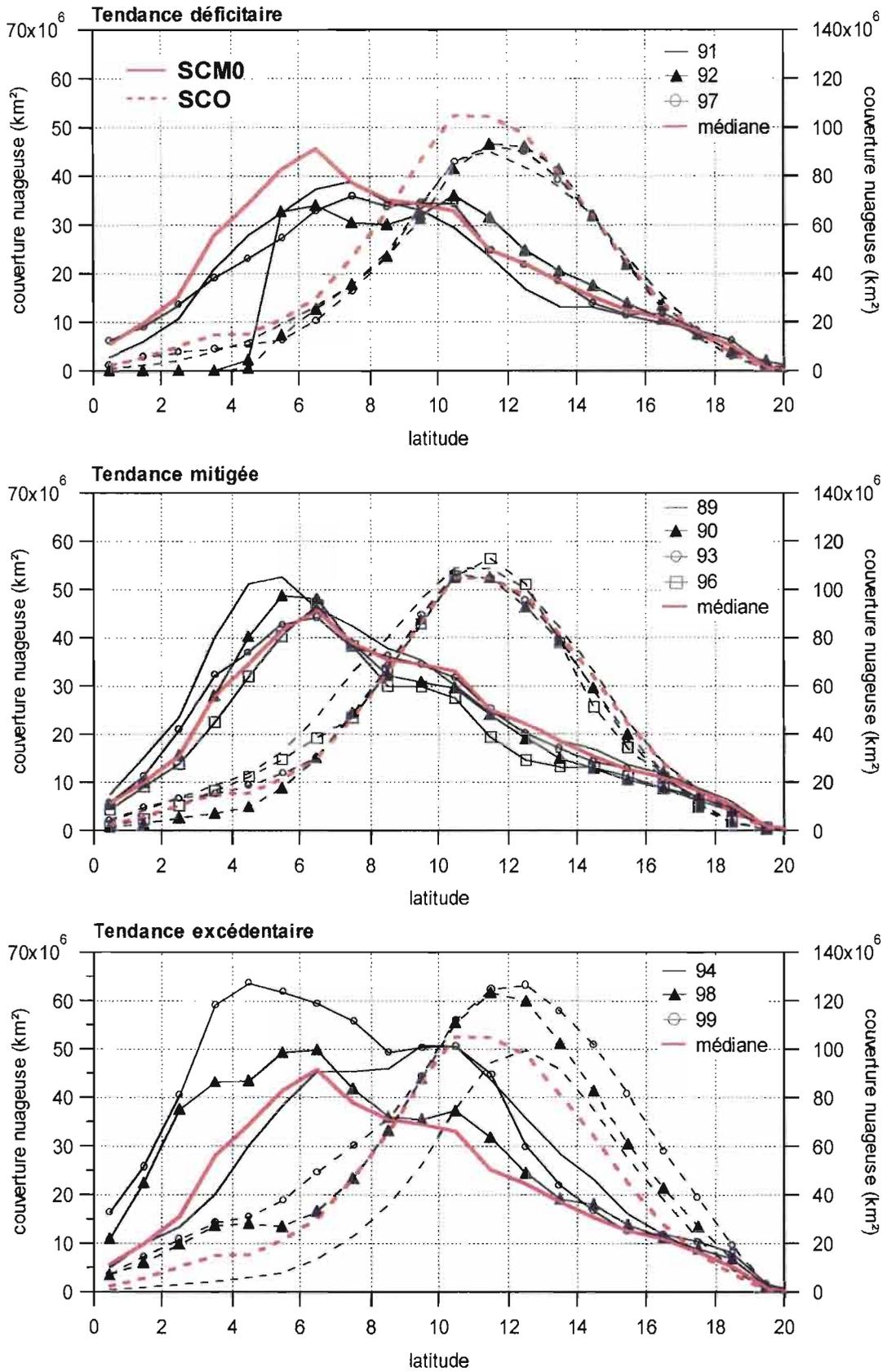


Figure V-11: Transects de la couverture nuageuse (233 K) des SCO et des SCM0 pour chacune des 10 années considérées. Les transects correspondent au cumul de la couverture nuageuse entre 10°W et 17°E. La médiane est indiquée comme référence. On a regroupé les années en fonction de l'écart de la couverture nuageuse des SCO par rapport à la médiane au dessus de 10°N.

La **Figure V-12** montre les écarts relatifs par rapport aux occurrences médianes des SCO à 233 K pour les années présentant une tendance déficitaire. La tendance est globalement déficitaire sur l'ensemble de l'Afrique de l'ouest pour les trois années. Localement on observe des zones moins affectées. En 1991, la zone Côte d'Ivoire et le nord du Sahel central présentent une tendance excédentaire, à l'inverse de la zone Cameroun. En 1992, la tendance est très déficitaire sur la zone Côte d'Ivoire. Au sud de 5°N le déficit est en réalité dû à un artefact lié à la limite des extractions METEOSAT. Sur le Sahel central, la situation varie beaucoup selon l'endroit où l'on se situe. En 1997, le déficit sur le Sahel central est plus important à l'est du méridien origine et les zones Cameroun et Côte d'Ivoire sont largement déficitaires. Pour les trois années, la zone Sénégal est globalement déficitaire.

La **Figure V-13** présente des résultats identiques à la figure précédente pour les années mitigées. On observe effectivement une tendance mitigée sur le Sahel central pour ces 4 années. Les années 90, 93 et 96 présentent néanmoins un large déficit dans le quart nord-est et les années 89 et 96 sont largement excédentaires au sud de 10°N. En 1990 et 1993, on observe une tendance déficitaire au sud des côtes de la zone Côte d'Ivoire. Enfin, en 1990, la zone Cameroun est plutôt déficitaire.

La **Figure V-14** montre les années à tendance excédentaire en SCO. Les années 98 et 99 sont excédentaires à peu près partout. Notons que la zone Côte d'Ivoire est assez contrastée en 1998. En 1994, la situation est différente. Un large déficit est observé au sud de 12°N sur toute la gamme de longitudes représentées alors qu'au nord de 12°N, la tendance est globalement excédentaire.

La variabilité interannuelle de la couverture nuageuse des SCO est très complexe. On retrouve parfois des caractéristiques semblables à celles des classifications obtenues par Nicholson (1986) avec la pluviométrie. Typiquement, on observe une belle structure dipolaire en 1994 avec un déficit au sud et un excédent sur le Sahel, des déficits généralisés à l'Afrique de l'Ouest (1997) ou des excédents généralisés (1999). En revanche, la structure dipolaire déficitaire au Sahel et excédentaire en région Soudano-Guinéenne est difficile à mettre en évidence en terme de couverture nuageuse. Notamment, l'année 1990 qui correspond à ce cas de figure d'après les indices pluviométriques affiche une couverture nuageuse médiane sur l'Afrique de l'Ouest (**Figure V-11**). Cette observation suggère l'existence d'un gradient méridien de l'efficacité pluviométrique des systèmes convectifs. Un tel gradient a déjà été mis en évidence sur la zone EPSAT-Niger (Damato, 1998) et semble pouvoir être généralisé sur tout le transect de l'Afrique de l'Ouest. On peut interpréter ce gradient en terme d'évaporation dans les systèmes convectifs. Contrairement à la région Sahélienne, les systèmes convectifs de la région Soudano-Guinéenne sont peu propagatifs ce qui peut traduire une moindre évaporation dans les systèmes convectifs au sud du 10^{ème} parallèle car la sécheresse des couches moyennes conditionne en partie la dynamique de ces systèmes (Redelsperger, 1993). L'efficacité pluviométrique des SCM du Sahel peut donc être plus faible que sur les régions situées plus au sud du fait d'une évaporation des précipitations plus importante.

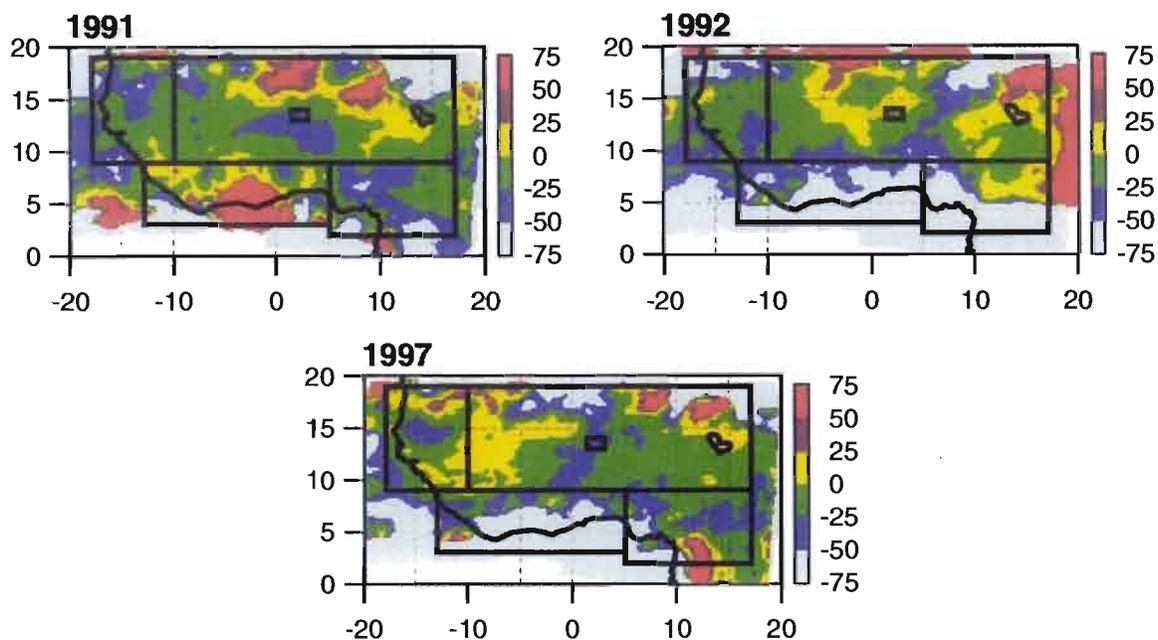


Figure V-12: Distributions spatiales des écarts relatifs (%) aux occurrences médianes (233 K). Seuls les SCO ont été considérés. On a regroupé les 3 années présentant une tendance déficitaire au dessus de 10°N. La couleur rouge vif inclus aussi les excédents supérieurs à 75% et la couleur grisée inclus aussi les déficits inférieurs à -75%.

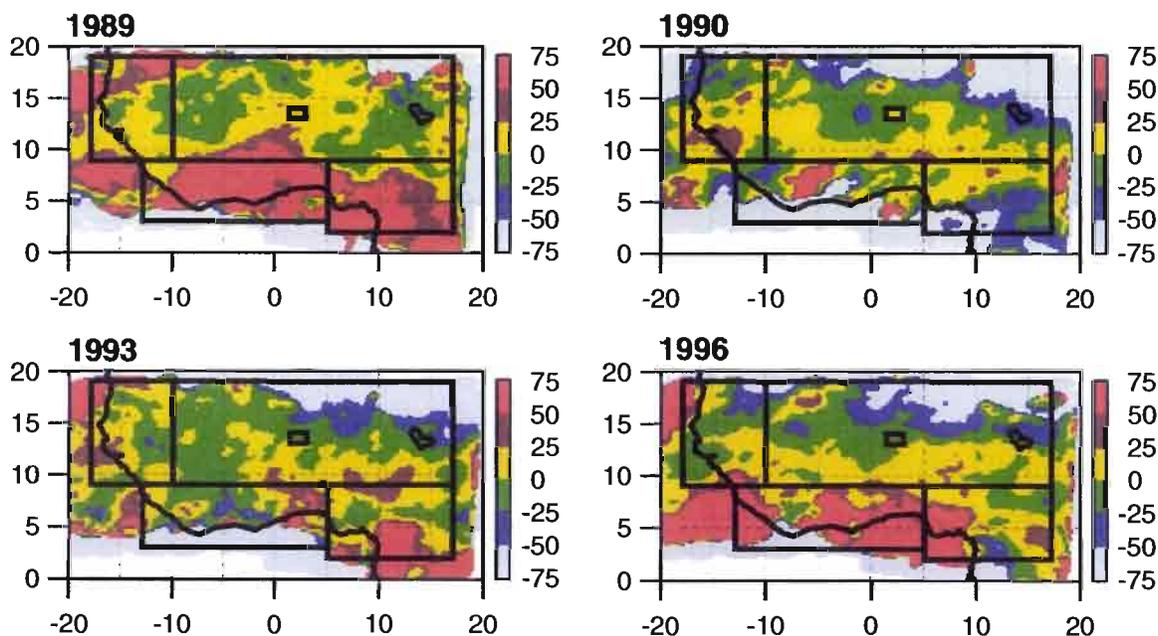


Figure V-13: Distributions spatiales des écarts relatifs (%) aux occurrences médianes (233 K). Seuls les SCO ont été considérés. On a regroupé les 4 années présentant une tendance mitigée au dessus de 10°N. La couleur rouge vif inclus aussi les excédents supérieurs à 75% et la couleur grisée inclus aussi les déficits inférieurs à -75%.

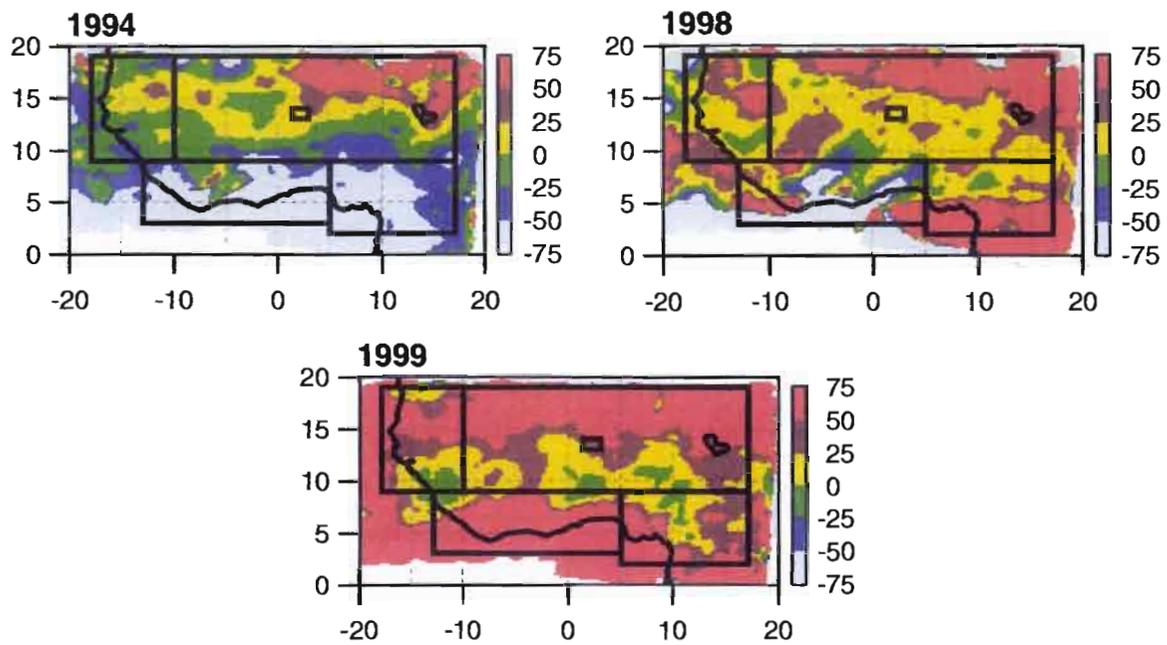


Figure V-14: Distributions spatiales des écarts relatifs (%) aux occurrences médianes (233 K). Seuls les SCO ont été considérés. On a regroupé les 3 années présentant une tendance excédentaire au dessus de 10°N. La couleur rouge vif inclus aussi les excédents supérieurs à 75% et la couleur grisée inclus aussi les déficits inférieurs à -75%.

V.2.3 Variations interannuelles du cycle saisonnier

On a vu au chapitre II que l'on était en mesure de calculer une erreur associée à la qualité du jeu de données et au filtrage des amas nuageux de taille inférieure à 5000 km². Il s'avère qu'elle est négligeable en ce qui concerne la couverture nuageuse. Aussi, on ne représentera pas ces erreurs dans les graphiques proposés.

La **Figure V-15** et la **Figure V-16** montrent les variations intra-saisonniers de la couverture nuageuse associée aux SCO et aux SCM0.

Considérons tout d'abord les années à tendance déficitaire. L'année 91 est caractérisée par un large déficit de couverture nuageuse associé aux SCO alors que la couverture nuageuse des SCM0 est toujours proche de la valeur médiane. En 1992 on observe un large déficit entre la fin juillet et le début août de la couverture nuageuse des SCO qui est en partie compensé par un excédent de la couverture associée aux SCM0. L'année 1997 est caractérisée par un léger déficit début juillet et vers la fin août. Le déficit d'août est en partie compensé par un excédent de couverture nuageuse des SCM0.

Les années mitigées s'avèrent être en réalité très contrastées. L'année 89 est proche de la médiane en terme de SCO mais présente un large excédent de couverture nuageuse des SCM0 en août. L'année 1990 est très atypique avec une couverture nuageuse des SCO largement excédentaire en juillet et largement déficitaire sur le reste de la saison. On observe en outre un large déficit de la couverture nuageuse des SCM0. Les années 93 et 96 ont une couverture nuageuse des SCO proche de la médiane toute la saison. En revanche, la couverture nuageuse des SCM0 est nettement déficitaire vers la mi-août.

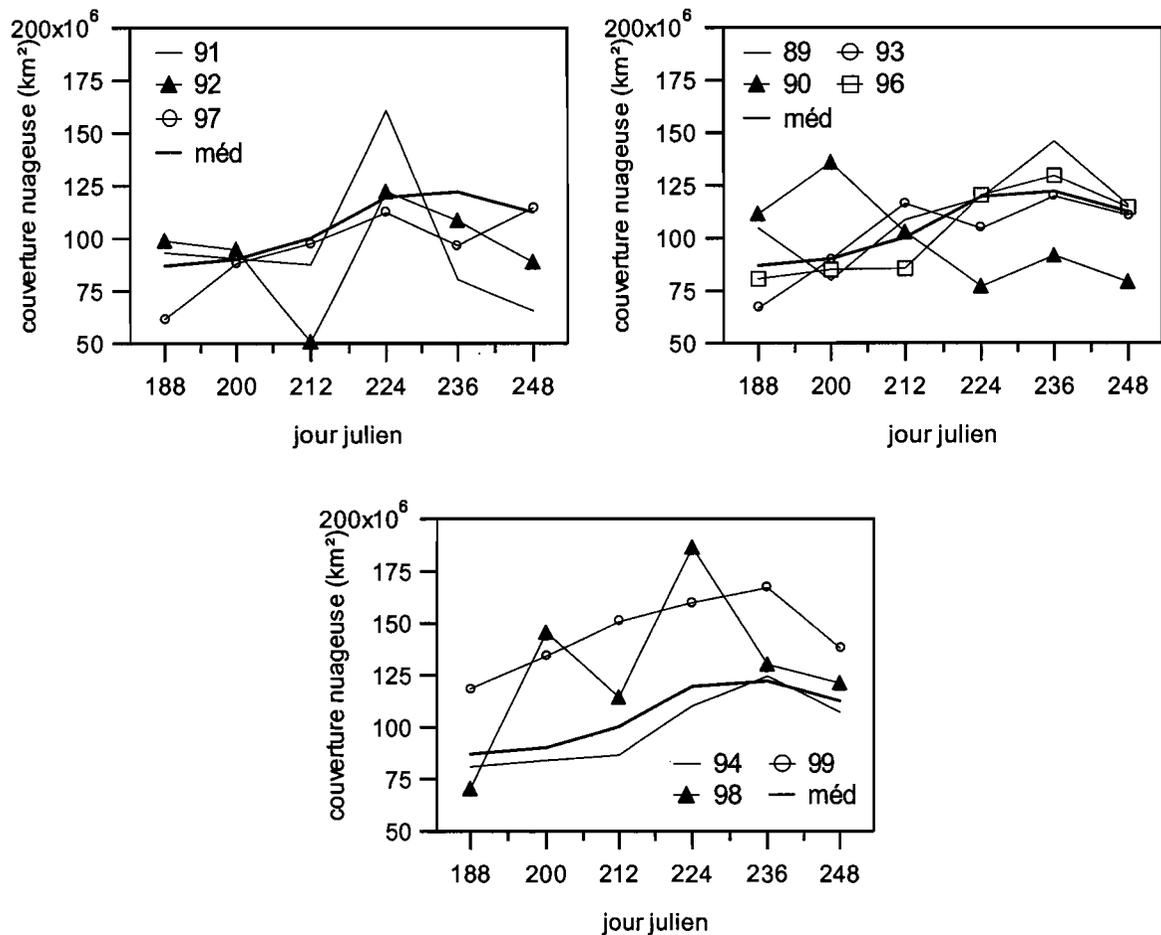


Figure V-15: Variations intra-saisonnières sur le Sahel central de la couverture nuageuse des SCO. On a conservé le regroupement des années en fonction de l'écart à la médiane de la couverture nuageuse des SCO au dessus de 10°N (déficitaire, mitigé, excédentaire). Le pas en abscisse est de 12 jours.

Les années excédentaires sont aussi assez contrastées. La couverture nuageuse des SCO est toujours proche de la médiane en 1994. La couverture des SCM0 est néanmoins largement excédentaire en août et début septembre. En 1998, la couverture nuageuse des SCO est proche de la médiane sauf vers la mi-juillet et vers la mi-août où l'on observe deux pics marqués. La couverture nuageuse des SCM0 est proche de la médiane en juillet, déficitaire en août et largement excédentaire au début de septembre. En 1999, la couverture nuageuse des SCO est constamment supérieure à la médiane. Un comportement similaire est observé pour les SCM0 en dehors du début des mois de juillet et septembre.

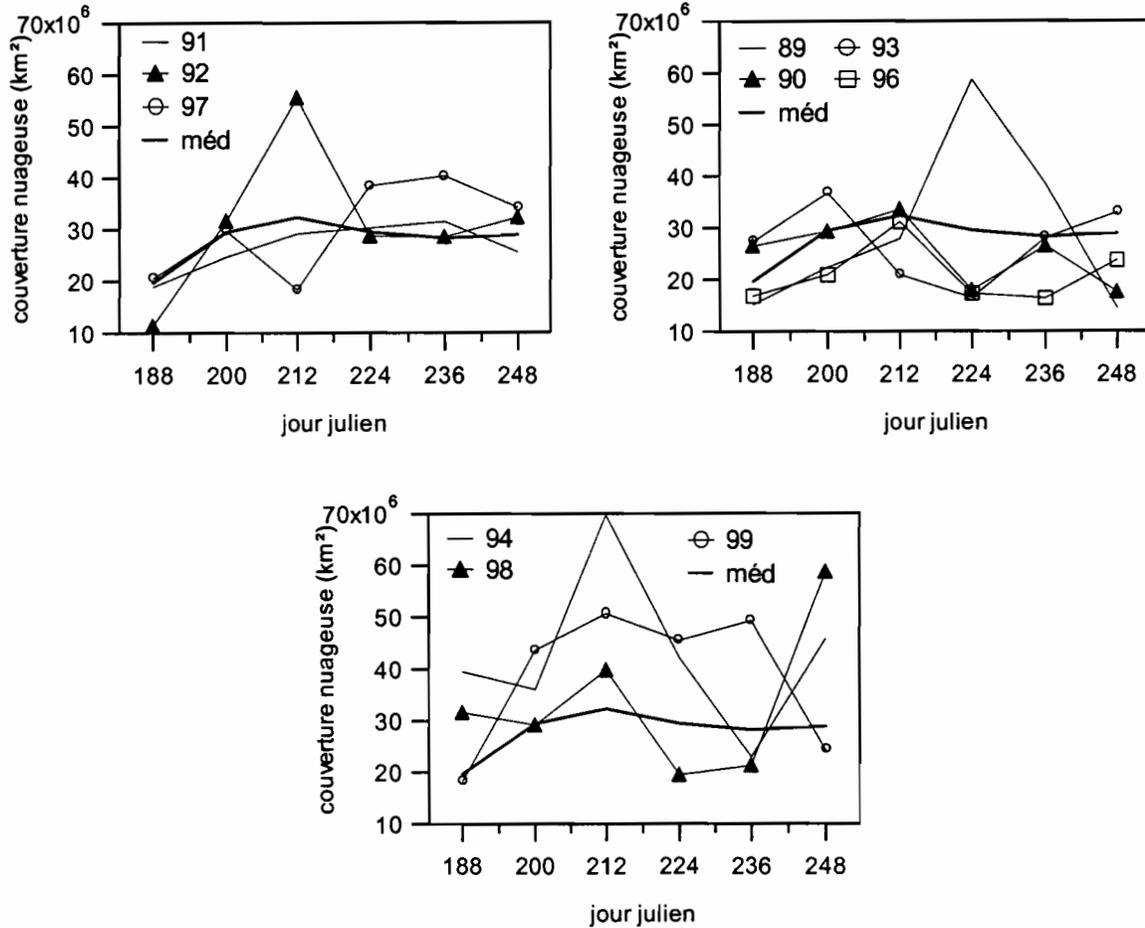


Figure V-16: Variations intra-saisonnières sur le Sahel central de la couverture nuageuse des SCM0. On a conservé le regroupement des années en fonction de l'écart à la médiane de la couverture nuageuse des SCO au dessus de 10°N (déficitaire, mitigé, excédentaire). Le pas en abscisse est de 12 jours.

La **Figure V-17** montre les variations intra-saisonnières du nombre de SCO sur le Sahel central pour chacune des années considérées.

L'année 1991 est proche de la médiane sur toute la saison. L'année 92 est assez similaire à la précédente à l'exception d'un excédent notable vers la mi-août. L'année 1997 est nettement déficitaire jusqu'à la mi-août, puis très légèrement excédentaire le reste de la saison.

Parmi les années mitigées, 1990 est généralement excédentaire tout au long de la saison, et tout particulièrement entre la fin août et le début septembre. Le nombre de SCO des années 89 et 96 oscille régulièrement autour de la médiane. L'année 1993 est assez proche de la médiane, sauf vers la mi-août où l'on note un net déficit.

Les années à tendance excédentaire (en terme de couverture nuageuse des SCO) sont assez contrastées. 1999 est caractérisée par un net excédent du nombre de SCO tout au long de la saison et plus particulièrement début juillet et début août. L'année 1998 présente une tendance excédentaire dans la première moitié de la saison. On note une nette chute du nombre vers la fin du mois d'août suivi d'une recrudescence début septembre. Enfin, l'année 1994 présente un déficit de SCO sur l'ensemble de la saison, sauf vers la mi-août.

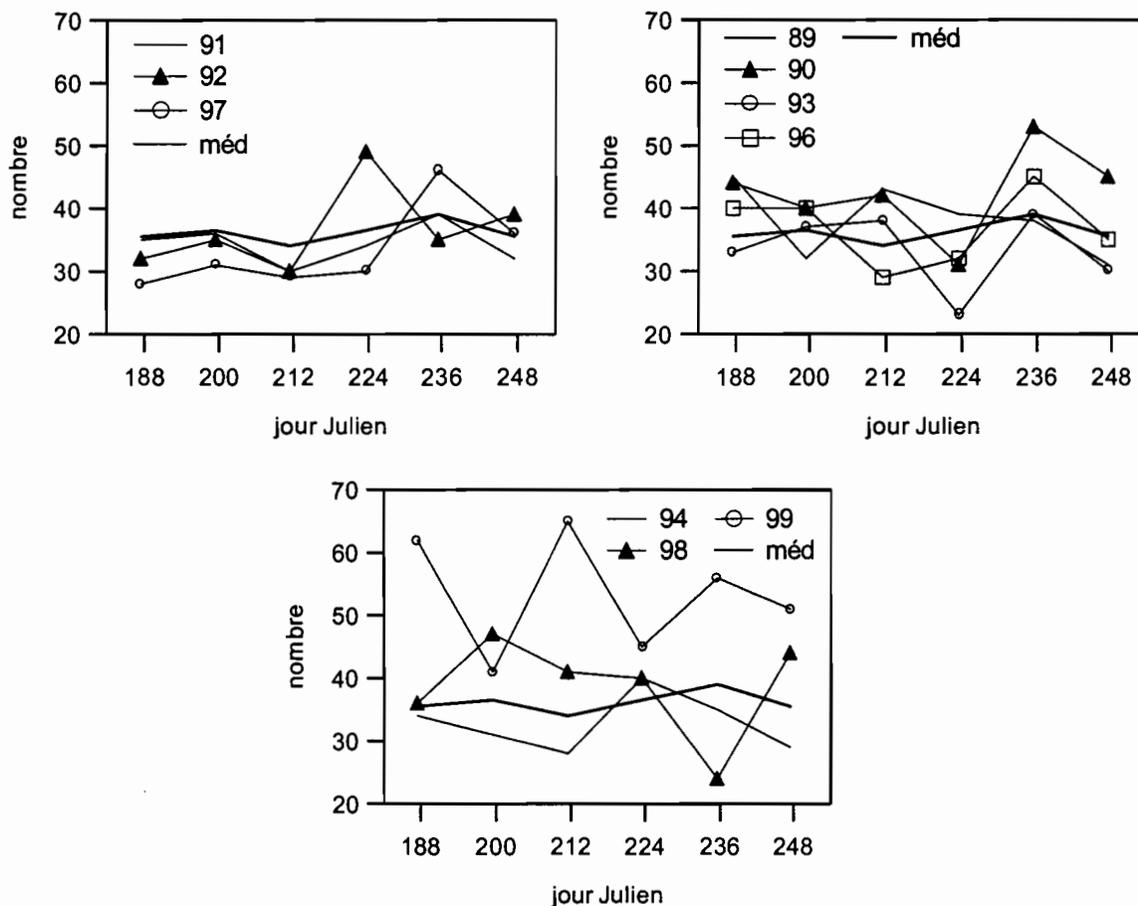


Figure V-17: Variations intra-saisonniers sur le Sahel central du nombre de SCO. On a conservé le regroupement des années en fonction de l'écart à la médiane de la couverture nuageuse des SCO au dessus de 10°N (déficitaire, mitigé, excédentaire). Le pas en abscisse est de 12 jours.

La Figure V-18 montre les variations interannuelles de la couverture nuageuse par SCO en fonction de l'indice pluviométrique. On a considéré séparément les mois de juillet, août et septembre. En septembre, l'information satellitale se limite aux 15 premiers jours alors que l'indice est basé sur l'ensemble du mois. Le calcul de la couverture nuageuse par SCO ne tient pas compte des SCO dont le cycle de vie est à cheval sur deux mois différents.

On observe une corrélation assez grossière entre l'intensité de la convection, définie comme étant la couverture nuageuse moyenne par SCO, et l'indice de pluie normalisé. Cette corrélation est moins bonne en juillet que pour les deux autres mois. On note que les variations interannuelles de l'intensité de la convection sont relativement faibles en juillet comparé à août et septembre.

Trois des années déficitaires présentent une caractéristique commune: l'intensité de la convection est faible au début de septembre. L'année 90 se distingue des deux autres par une intensité de la convection aussi très faible en août. Par contre, l'intensité de la convection en 1997 est relativement constante tout au long de la saison bien que cette année ait été particulièrement déficitaire en terme de pluviométrie.

Les trois années les plus pluvieuses sont assez contrastées. 1994 et 1998 sont caractérisées par une intensité de la convection particulièrement forte en août et au début de septembre alors qu'en 1999 l'intensité de la convection est moyennement élevée sur l'ensemble de la période étudiée.

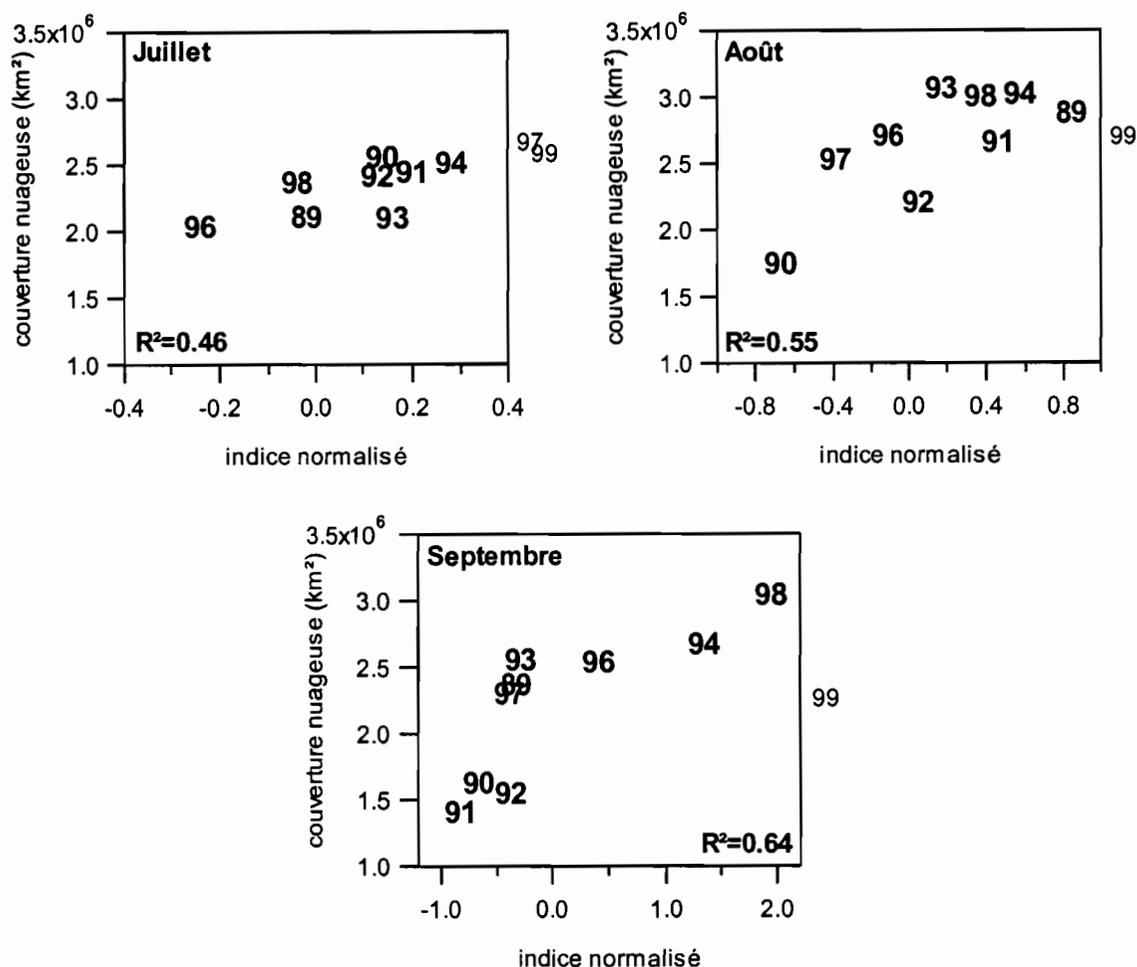


Figure V-18: Variations intra-saisonniers sur le Sahel central de la couverture nuageuse (km²) par SCO en fonction de l'indice de pluie normalisé correspondant. Les années en gras sont celles pour lesquelles on dispose de l'indice de pluie. Dans le cas contraire, le marqueur est situé en dehors du graphe. Le carré du coefficient de corrélation est par ailleurs indiqué.

V.2.4 Variations interannuelles de la vitesse des SCO

La **Figure V-19** montre la distribution annuelle moyenne du nombre de SCO en fonction de leur vitesse zonale au seuil 233 K. Le maximum se situe vers 11 m/s et les variations les plus fortes se situent autour de ce maximum. Nous n'avons pas représenté les distributions annuelles, car elles sont d'allure similaire pour chacune des années. On n'observe donc pas de variations interannuelles significatives de la vitesse moyenne des SCO. Ce résultat contredit les travaux de Desbois et al. (1988) qui trouvent une vitesse des lignes de grains accrue lors des années sèches. Notons cependant que leur étude se limite à trois mois de juillet et qu'elle ne concerne que les lignes de grains. La dynamique des systèmes convectifs et plus particulièrement des lignes de grains est liée à la circulation atmosphérique et à la sécheresse de la moyenne troposphère. Le résultat de la **Figure V-19** peut donc signifier que l'échelle de la saison (1^{er} Juillet-15 Septembre) n'est pas adaptée pour ce type d'observation et qu'il faudrait donc étudier les variations de la dynamique des SCO à des échelles temporelles plus fines. Par manque de temps cet aspect ne sera pas traité dans cette thèse.

Par ailleurs, on observe des valeurs de la vitesse zonale à 233 K faibles ou positives qui peuvent surprendre. Rappelons que la sélection des SCO se fait sur la vitesse totale à 213 K et qu'aucun critère sur la direction de propagation n'est imposé.

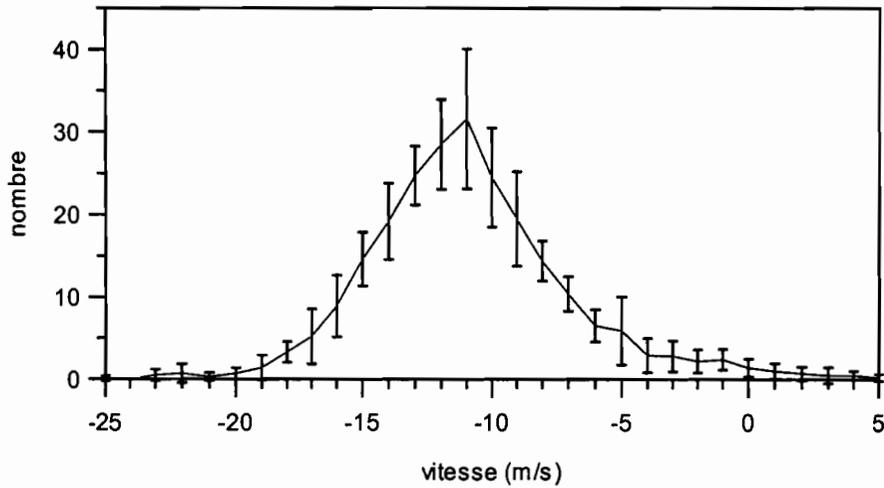


Figure V-19: Distribution annuelle moyenne de la vitesse zonale des SCO au seuil 233 K. L'écart-type interannuel a été ajouté.

V.3 Synthèse

Le terme SCM0 fait référence aux SCM qui ne satisfont pas les critères des SCO

L'étude des variations interannuelles sur la zone EPSAT-Niger a montré une relativement bonne corrélation entre le nombre d'ENP et la pluviométrie, ce qui corrobore les résultats de Lebel et al. (1997): les fluctuations interannuelles de la pluie sont principalement liées aux fluctuations du nombre d'événements et non aux variations interannuelles de la pluie par événement, du moins à l'échelle d'un degré carré. Les années 1990 et 1999 sont toutefois caractérisées par un nombre d'ENP trop élevé par rapport à la pluviométrie enregistrée.

Les années les plus humides sont caractérisées par une répartition équilibrée des trajectoires des ENP au nord et au sud de la zone. En revanche, les trajectoires pour les années les moins humides sont généralement localisées au sud et sont incurvées (i.e., les lieux de naissances et de dissipations sont situés plus au sud que le centre géométrique du système convectif lorsqu'il atteint la moitié de son cycle de vie). On peut établir un lien entre la répartition des trajectoires et la position méridienne moyenne du maximum de couverture nuageuse au seuil 233 K caractérisant la position de la ZCIT. La ZCIT est située légèrement plus au nord (11.5°N) lors des années les plus humides que lors des autres années (10.5°N).

Les ENP expliquent entre 73% et 92% de la pluviométrie sur la zone d'étude et les SCO expliquent toujours plus de 85% de la pluie des ENP. Si l'on considère qu'une pluie est associée à un SCO si un système de ce type touche le degré carré pendant l'averse (mais ne satisfait pas forcément les critères de sélection des ENP) on trouve que les SCO expliquent toujours plus de 85% de la pluie totale (non montré).

Les années les plus sèches (1990 et 1997) sont caractérisées par un déficit significatif du nombre d'ENP en août.

Enfin, l'intermittence des ENP s'avère ne pas être un paramètre exploitable pour caractériser les années sèches et humides.

A l'échelle du Sahel central et de la saison (1^{er} Juillet-15 Septembre) la pluviométrie est généralement bien corrélée avec l'intensité de la convection définie comme étant le rapport entre la couverture nuageuse des SCO (233 K) et leur nombre. Cet indice intègre les variations interannuelles de la taille et de la durée de vie des SCO. En comparaison, la couverture nuageuse (233 K) et surtout le nombre de SCO reflètent assez mal la pluviométrie. A des échelles temporelles plus fines, la relation entre la pluie et l'intensité de la convection se détériore et on remarque que la variabilité de l'intensité de la convection est plus faible en juillet que sur le reste de la saison.

Parmi les 10 années considérées et à l'échelle de la saison, on distingue deux années très sèches: l'année 1990 qui correspond à une sécheresse dipolaire et l'année 1997 qui correspond à une sécheresse généralisée à l'Afrique de l'Ouest (Nicholson, 1986). La sécheresse dipolaire correspond à une intensité de la convection très faible alors que cette dernière est normale pour la sécheresse généralisée. Le déficit pluviométrique est dans ce dernier cas associé au faible nombre de SCO. Par ailleurs, la période étudiée comprend deux années humides caractérisées par une forte intensité de la convection: 1994 et 1998. Il existe néanmoins une différence notable entre ces deux années: 1994 présente un net déficit du nombre de SCO et un net excédent de SCM0 alors que le nombre de systèmes est normal pour l'année humide 1998.

Les variations interannuelles à des échelles spatio-temporelles plus fines s'avèrent très complexes à analyser. Nous ne commenterons que les années humides (94 et 98) et sèches (90 et 97).

Caractéristiques aux échelles fines de l'année humide 1994:

- La couverture nuageuse des SCO est excédentaire au nord de 12°N et très déficitaire au sud. En revanche, la couverture nuageuse des SCM0 est largement excédentaire entre 6°N et 14°N et médiane ailleurs.
- Le cycle saisonnier de la couverture nuageuse des SCO est constamment proche de la médiane et l'excédent de couverture nuageuse des SCM0 a lieu en août. En revanche, le nombre de SCO est déficitaire sur pratiquement l'ensemble de la saison.

Caractéristiques aux échelles fines de l'année humide 1998:

- La couverture nuageuse des SCO est excédentaire sur pratiquement toute l'Afrique de l'ouest. Celle des SCM0 est médiane à toutes les latitudes de la gamme 6°N-20°N et excédentaire plus au sud.
- Le cycle saisonnier de la couverture nuageuse des SCO est généralement médian, sauf vers la mi-juillet et la mi-août où l'on observe de larges excédents. La couverture nuageuse des SCM0 est aussi généralement médiane, sauf au début du mois de septembre où elle est très excédentaire. Le nombre de SCO est excédentaire sur la première moitié de la saison, nettement déficitaire vers la fin août puis de nouveau excédentaire au début du mois de septembre.

Caractéristiques aux échelles fines de l'année sèche 1990:

- Léger déficit de la couverture nuageuse des SCO et SCM0 au nord du 12^{ème} parallèle.
- Le cycle saisonnier est très atypique avec un large excédent de la couverture nuageuse des SCO en juillet et un net déficit sur le reste de la saison. Le nombre de SCO est excédentaire sur l'ensemble de la saison, tout particulièrement vers la fin.

Caractéristiques aux échelles fines de l'année sèche 1997:

- On observe un déficit de la couverture nuageuse des SCO sur la majeure partie du Sahel central, sauf entre 5°W et 10°W.
- Le déficit de couverture nuageuse des SCO a lieu au début de juillet et à la fin du mois d'août. La couverture nuageuse des SCM0 est plutôt déficitaire sur la première moitié de la saison et excédentaire après. Le nombre de SCO est sensiblement déficitaire jusqu'à la fin du mois d'août.

Chapitre VI

ENVIRONNEMENT DE GRANDE ECHELLE DES SYSTEMES CONVECTIFS DE MESO-ECHELLE

Ce chapitre aborde le thème des relations entre les SCM et la circulation de grande échelle. Dans un premier temps nous allons étudier l'environnement atmosphérique moyen de grande échelle associé aux SCM ainsi que les liens entre la circulation atmosphérique et la dynamique des systèmes convectifs. Nous chercherons ensuite des signatures atmosphériques susceptibles d'expliquer les variations interannuelles de la convection étudiées dans le chapitre précédent.

Dans ce chapitre, le terme SCM0 fait référence aux SCM ne satisfaisant pas les critères des SCO.

VI.1 Caractéristiques moyennes

Les calculs sont réalisés entre le 1^{er} juillet et le 14 septembre sur 9 années (1989-1994, 1996-1998).

VI.1.1 Environnement atmosphérique moyen sur l'Afrique de l'Ouest

L'étude de l'environnement moyen des SCM est réalisée à partir des réanalyses journalières du NCEP (National Center for Environmental Predictions, résolution spatiale de 2.5 degrés). Nous n'utiliserons que le vent à divers niveaux, ce paramètre étant le plus fiable (Kalnay et al., 1996). Trois niveaux sont retenus:

- 925 hPa est le niveau disponible caractérisant le mieux le flux de mousson (Sultan and Janicot, 2000).
- 600 hPa est le niveau caractérisant le mieux le Jet d'Est Africain (JEA, chapitre I).
- 200 hPa est le niveau correspondant au Jet d'Est Tropical (JET, chapitre I).

La **Figure VI-1** montre les champs du vent zonal moyen à 600 hPa et 200 hPa sur la période allant du 1^{er} juillet au 14 septembre. Le contour limitant la zone où 70% de la couverture nuageuse au seuil 233 K est associée aux SCO a été ajouté. L'allure étrange de ce contour à l'est est due à la limitation de la zone Sahel à 17°E.

On remarque la bonne adéquation entre le cœur du JEA et la zone largement dominée par les SCO. En revanche, le cœur du JET est situé nettement plus au sud de cette zone. Cependant, la circulation divergente anticyclonique associée aux SCO dans la haute troposphère, contribue à moduler l'activité du JET (Diongue et al., 2001).

La **Figure VI-2** montre les champs du vent zonal moyen à 925 hPa ainsi que les vecteurs symbolisant le vent au même niveau. Le FIT se situe juste au nord de la zone où les SCO sont les plus représentatifs de la convection. On remarque un flux de mousson plus fort à l'est du méridien origine qu'à l'ouest, notamment dans la région comprise entre 5°E et 10°E où de nombreux SCO naissent. Comme le cisaillement vertical du vent favorise le développement de la convection organisée (Roux, 1991), on a aussi représenté un indice du cisaillement vertical du vent zonal entre 925 hPa et 600 hPa. Cet indice est fortement influencé par le vent zonal à 600 hPa. On note ainsi une certaine similitude entre les deux champs sur le Sahel central où le vent à 600 hPa est fort. La ressemblance des deux champs devient moins frappante vers le golfe de Guinée car les valeurs du vent à 600 hPa sont nettement moins élevées. La zone dominée par les SCO est en bonne adéquation avec les zones où le cisaillement vertical du vent est fort, ce qui est en accord avec les résultats de simulation des lignes de grains (Lafore and Moncrieff, 1989). On remarque que le cisaillement vertical du vent est

particulièrement fort sur la zone privilégiée de naissances comprise entre 5°E et 10°E. Cette zone est donc caractérisée par un relief relativement important, un flux de mousson relativement fort et un cisaillement vertical du vent important. La combinaison de ces trois facteurs favorables au développement de la convection fait de cette zone une région clef de la zone Sahélienne. Il est intéressant de remarquer que la région EPSAT-Niger (2°E-3°E) se situe à une faible distance à l'ouest de cette zone privilégiée de naissances.

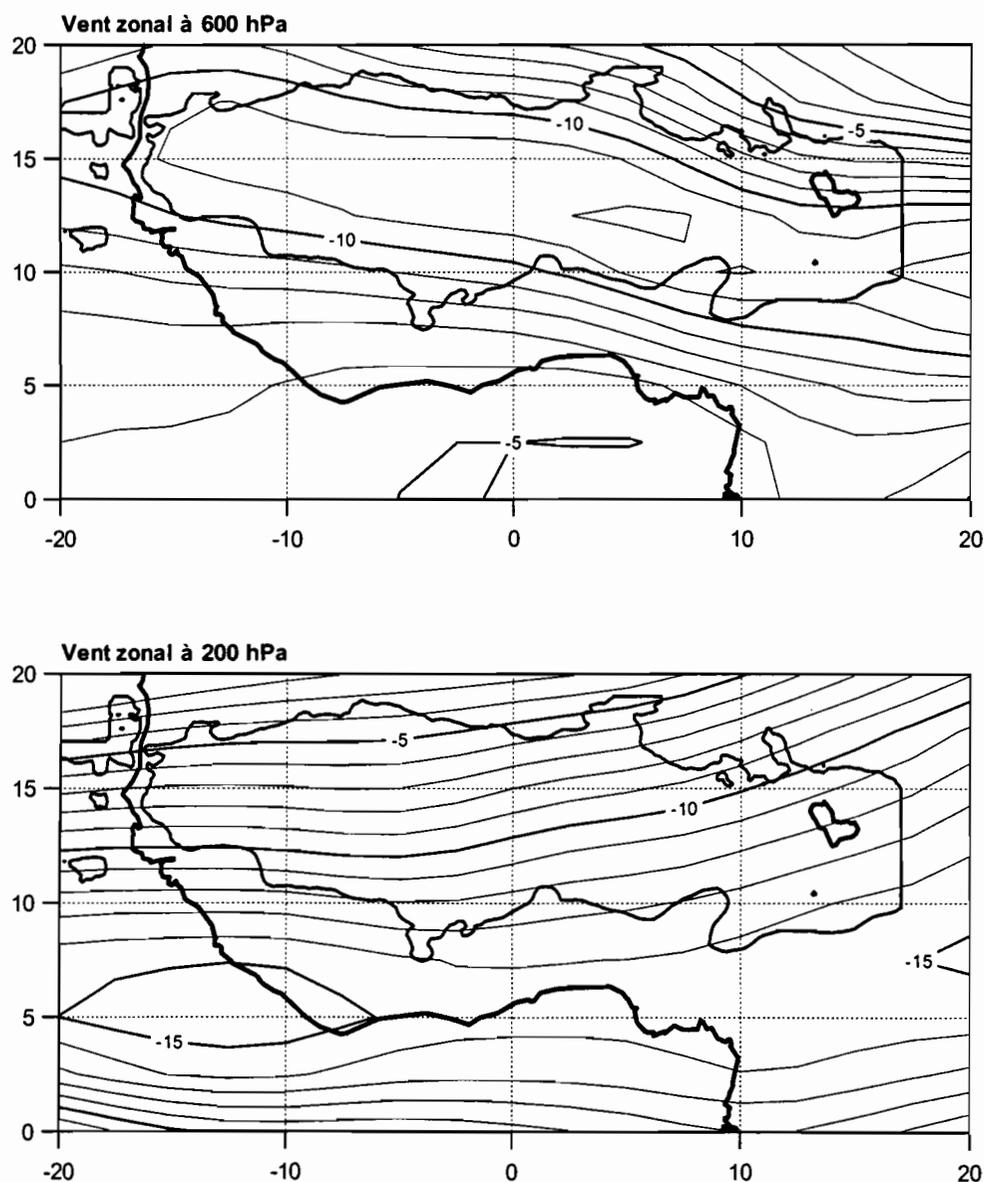


Figure VI-1: Valeurs moyennes du vent zonal à l'altitude du JEA et du JET. L'intervalle entre les contours est de 1 m/s et les contours annotés sont épaissis. Le contour le plus épais, à l'exception du contour du continent, correspond à la zone où 70% de la couverture nuageuse (233 K) est associée aux SCO.

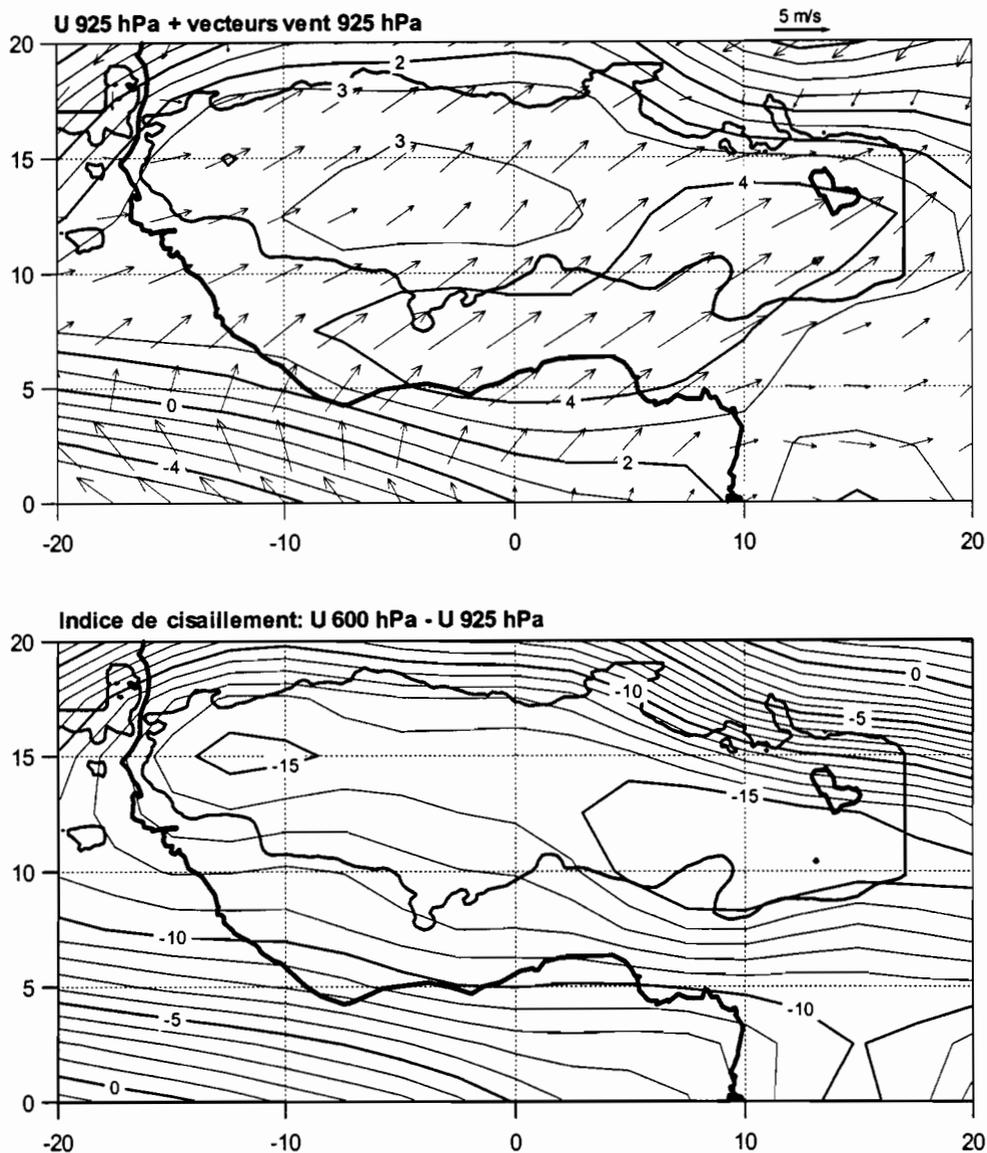


Figure VI-2: Valeurs moyennes du vent zonal à l'altitude du flux de mousson et du cisaillement vertical du vent zonal entre 925 hPa et 600 hPa. L'intervalle entre les contours est de 1 m/s et les contours annotés sont épais. Le contour le plus épais, à l'exception du contour du continent, correspond à la zone où 70% de la couverture nuageuse (233 K) est associée aux SCO. Les vecteurs vents à 925 hPa ont été ajoutés.

VI.1.2 Dynamique des SCM par rapport à la circulation atmosphérique

Cette section a pour but de comparer la vitesse de propagation des SCM et la vitesse du vent à l'altitude du JEA et du JET. Pour ce faire, nous avons utilisé les données NCEP journalières en adoptant la méthodologie suivante:

Pour chaque position du SCM dans l'espace et le temps on attribue au point de grille NCEP le plus proche la date et les coordonnées exactes de son centre géométrique. Compte tenu des résolutions très différentes entre les données du suivi et les réanalyses, la plupart des points de grille NCEP surveillés se voient attribuer plusieurs fois des coordonnées du centre géométrique du SCM. En ne considérant que les coordonnées extrêmes attribuées à un point de grille NCEP donné et les dates correspondantes, on peut calculer la vitesse moyenne du SCM lors du survol du point de grille. Cette

méthode impose d'avoir au moins deux mesures pour le point de grille considéré et elle présente l'avantage de lisser les déplacements irréalistes du centre géométrique du SCM liés aux fusions et divisions.

La méthode a été appliquée à tous les SCM ayant traversé la zone du Sahel central. Les résultats sont présentés dans la **Figure VI-3** sous la forme de distributions en fonction de la différence entre la composante zonale de la vitesse des SCM et celle du vent à 600 hPa et 200 hPa. Nous avons de plus représenté les distributions en fonction du cisaillement du vent zonal entre les niveaux 600 hPa et 925 hPa.

La vitesse zonale des SCO est plus fréquemment supérieure à celle du vent zonal des deux niveaux considérés. Toutefois, le déplacement zonal des SCO se fait en moyenne à la même vitesse que le vent zonal à 600 hPa et légèrement plus rapidement que le vent zonal à 200 hPa. En revanche, la vitesse zonale des SCM0 est plus fréquemment inférieure à celle du vent des deux niveaux considérés. Quoiqu'il en soit, il est difficile de séparer un nuage cirriforme advecté par le vent d'un nuage convectif à partir de sa vitesse de propagation. Nous avons ensuite considéré les mêmes distributions en fonction du cycle de vie (1^{er} tiers, 2nd tiers et dernier tiers). Aucune différence significative sur les distributions n'a pu être mise en évidence (non montré).

Les distributions en fonction du cisaillement vertical montrent que les SCO évoluent dans un environnement où le cisaillement vaut en moyenne 16 m/s. Le cisaillement vertical pour les SCM0 vaut 14 m/s en moyenne. Aucune différence significative n'a pu être mise en évidence lorsque l'on considère différentes étapes du cycle de vie des SCM. En outre, les distributions des SCO et des SCM0 ne sont pas fondamentalement différentes, ce qui signifie qu'il y a toujours un cisaillement vertical du vent favorable au développement des SCO sur le Sahel central.

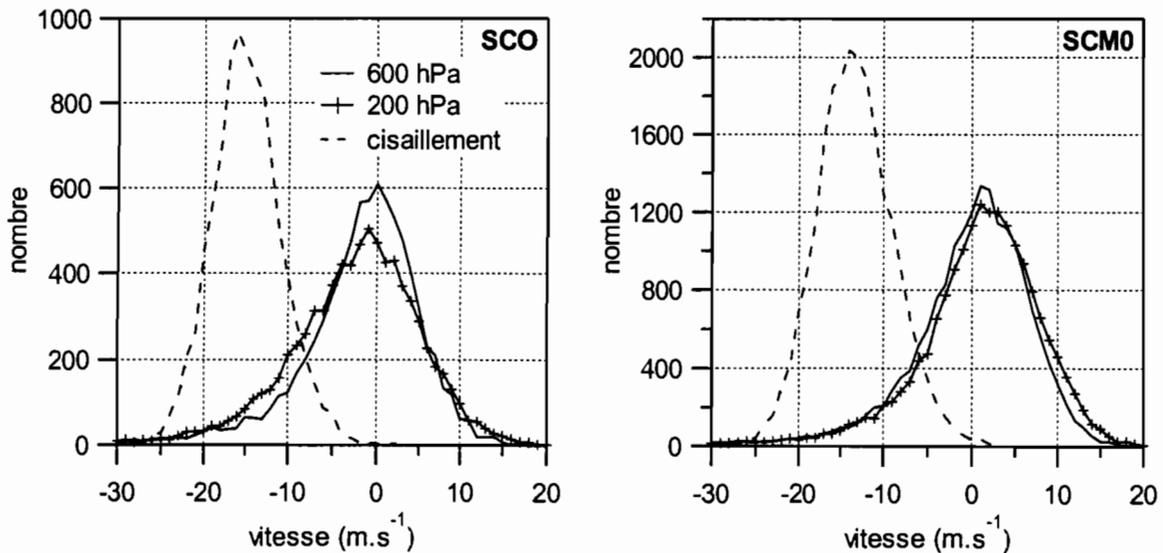


Figure VI-3: Distributions de la différence de la vitesse zonale des SCM et du vent zonal à 600 hPa et 200 hPa et distributions de la valeur du cisaillement zonal du vent ($U_{600}-U_{925}$) associée aux SCM. On a considéré séparément les SCO et SCM0 ayant traversé le Sahel central.

Par ailleurs, nous avons étudié la relation entre les SCO et un indice de cisaillement du vent méridien ($v_{600}-v_{925}$, non montré). En moyenne, le cisaillement méridien en présence de SCO vaut -3 m/s. Il est situé entre 0 et -8 m/s dans 80% des cas et les valeurs extrêmes observées sont -14 m/s et 6 m/s. D'une manière générale, le cisaillement méridien est donc nettement inférieur au cisaillement zonal.

VI.2 Variations interannuelles à l'échelle du Sahel et de la saison

Cette section a pour but de diagnostiquer les années les plus remarquables identifiées dans le chapitre V. Pour ce faire, nous utilisons le vent journalier NCEP aux niveaux 925 hPa, 600 hPa et 200 hPa et nous nous limitons aux années 1990, 1994, 1997 et 1998.

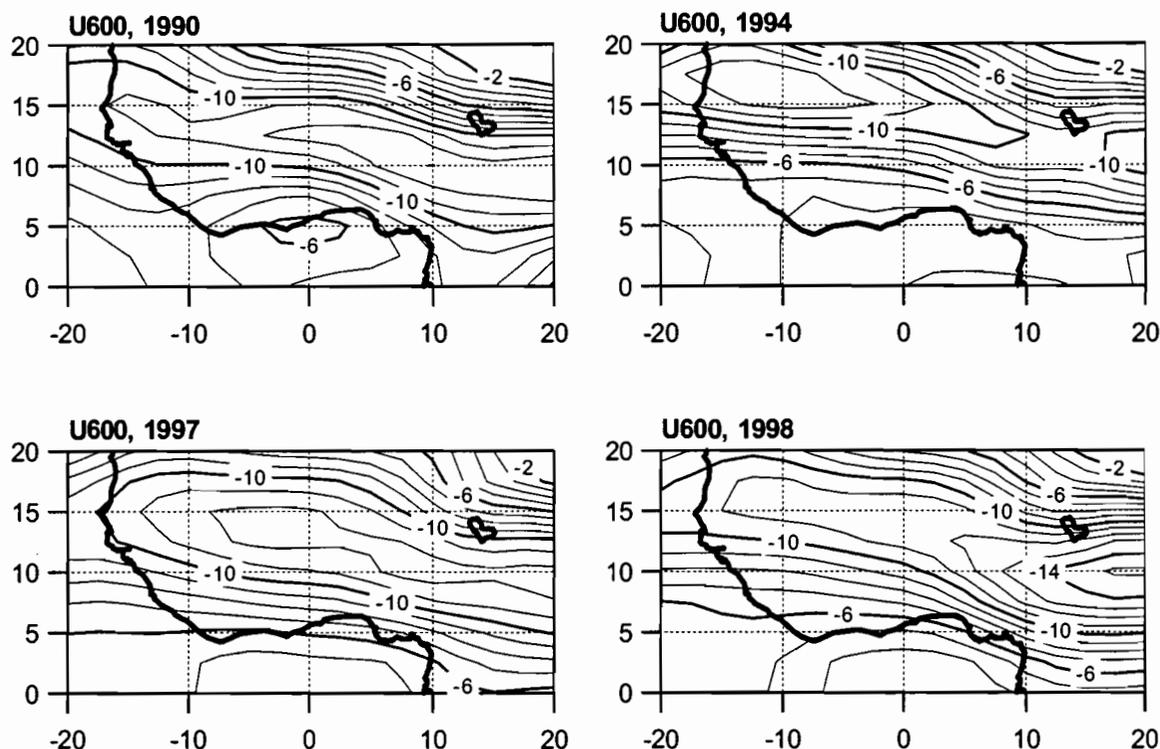


Figure VI-4: Champs moyens du vent zonal à 600 hPa en 1990, 1994, 1997 et 1998. Les contours annotés sont épaissis, et l'intervalle entre les contours est de 1 m/s.

La **Figure VI-4** montre le champ moyen du vent zonal à 600 hPa pour les quatre années considérées. Le JEA est effectivement plus fort à l'échelle du Sahel lors des années sèches (chapitre I). L'information la plus remarquable de cette figure est la position méridienne du JEA en 1994. Le JEA est faible mais situé très au nord comparé aux autres années. En dessous de 10°N les valeurs du vent sont en outre nettement plus faibles en 1994 que pour les trois autres années. Ces caractéristiques semblent associées à l'excédent de couverture nuageuse des SCO au nord du 12^{ème} parallèle et aux fortes occurrences de SCM0 entre 6°N et 14°N (chapitre V). La **Figure VI-5** montre l'indice de cisaillement vertical du vent zonal. La force du cisaillement est relativement stable pour les quatre années, mais en 1994, les plus fortes valeurs sont encore situées plus au nord que pour les autres années. Les conditions de cisaillement les plus favorables se situent donc plus au nord, ce qui pourrait expliquer que la couverture nuageuse des SCO n'est excédentaire qu'au dessus de 12°N. Le comportement atypique de 1994 peut donc être en partie associé à une anomalie de la position du JEA. Il est en outre intéressant de noter que les champs de vent des réanalyses NCEP à 600 hPa sont capables de restituer ce type d'anomalie.

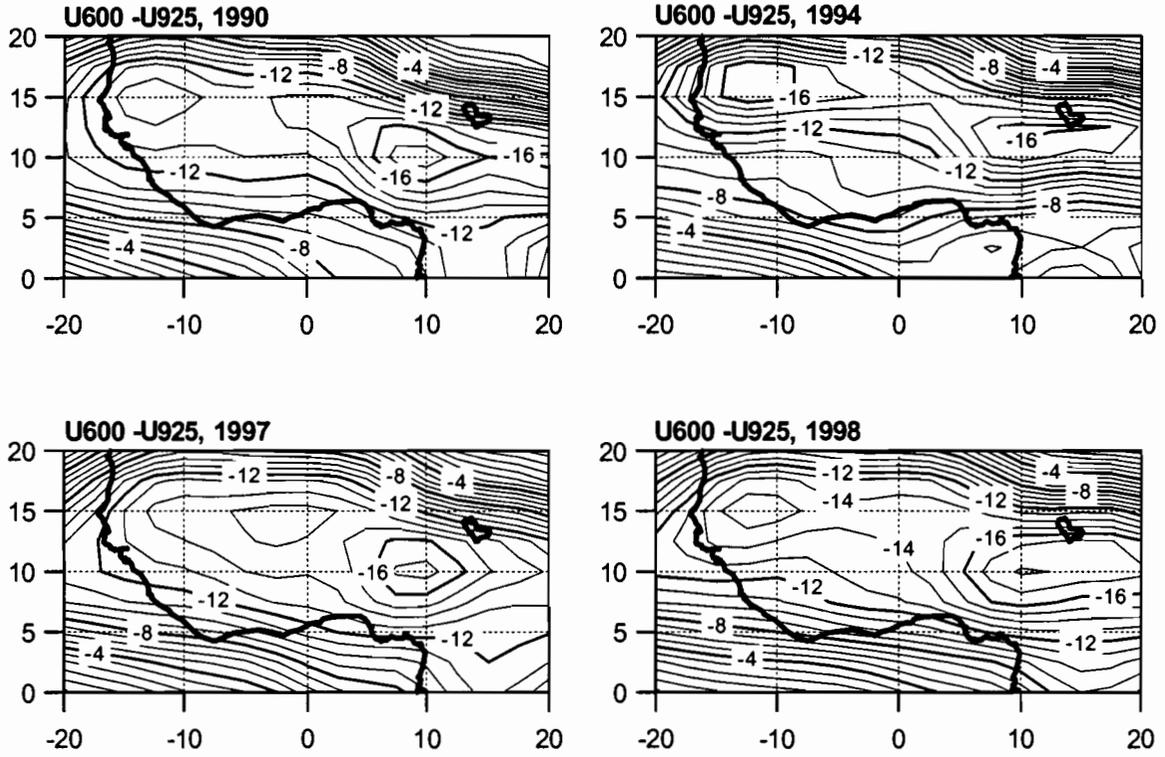


Figure VI-5: Idem Figure VI-4 mais pour l'indice de cisaillement du vent zonal. Les contours annotés sont épaissis, et l'intervalle entre les contours est de 1 m/s.

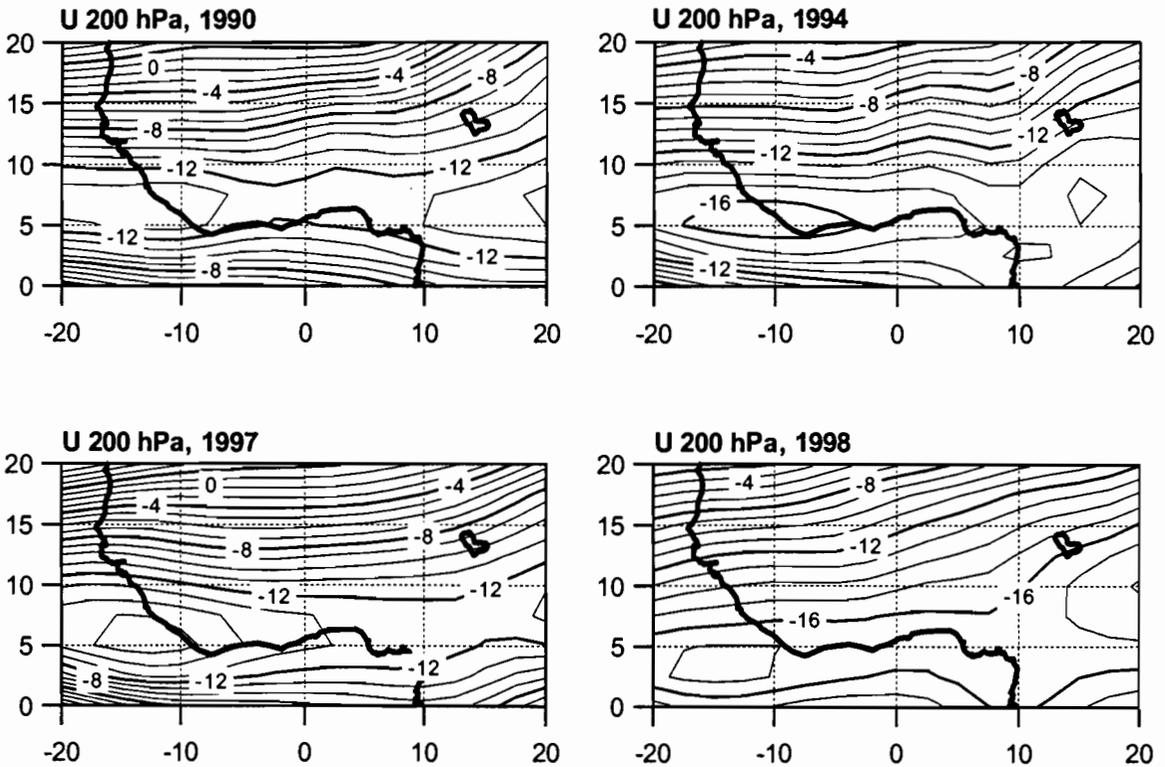


Figure VI-6: Idem Figure VI-4 mais pour le vent zonal à 200 hPa. Les contours annotés sont épaissis, et l'intervalle entre les contours est de 1 m/s.

La **Figure VI-6** montre le champ moyen du vent à 200 hPa pour les quatre années considérées. Comme l'avait par exemple remarqué Dhonneur (1981), le JET est nettement plus fort lors des années humides que lors des années sèches. Le vent à 200 hPa est particulièrement fort en 1998, année pendant laquelle on observe un très fort excédent de couverture nuageuse des SCO. Ce résultat est cohérent avec l'hypothèse selon laquelle le JET est en partie maintenu sur l'Afrique par le dégagement de chaleur latente lié à la convection (Janicot, 1990).

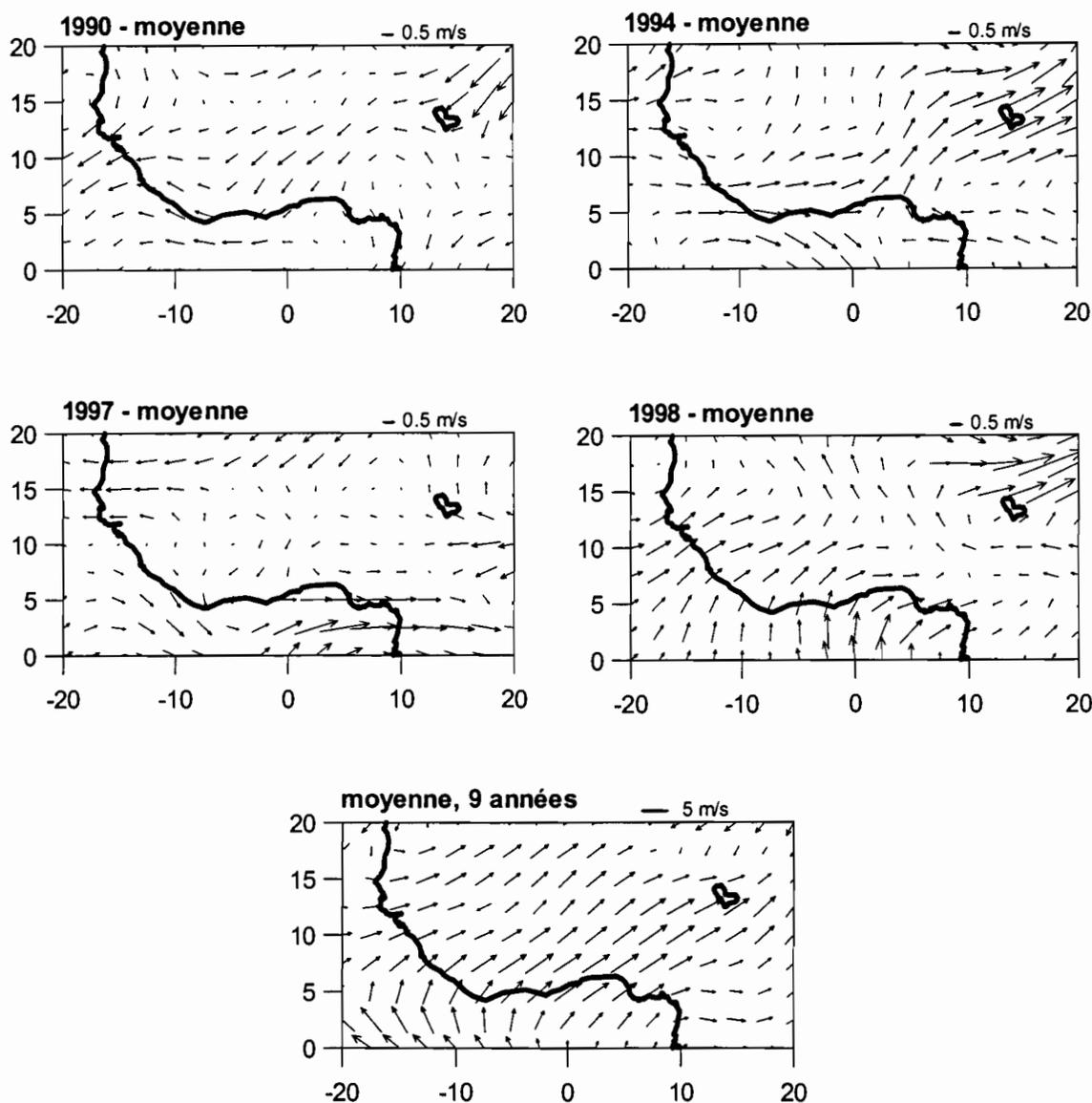


Figure VI-7: Anomalie moyenne du vent à 925 hPa pour les quatre années considérées par rapport à la moyenne établie sur 9 années (1989-1994 et 1996-1998). Le champ de vent moyen sur 9 années est aussi représenté (carte du bas).

La **Figure VI-7** montre l'anomalie moyenne du vent à 925 hPa par rapport à la moyenne établie sur 9 années. On observe clairement que le vent à 925 hPa a été nettement plus faible que la moyenne en 1990 et nettement plus fort en 1994 et 1998 (on observe fréquemment des différences de l'ordre de 20 %). En 1997, la situation est assez mitigée, notamment sur le Sahel central. Finalement, à l'échelle de la saison, l'anomalie du flux de mousson (identifiée à partir du vent à 925 hPa) est bien corrélée avec l'intensité moyenne de la convection (chapitre V) puisqu'elle était faible en 1990, forte en 1994 et 1998 et moyenne en 1997.

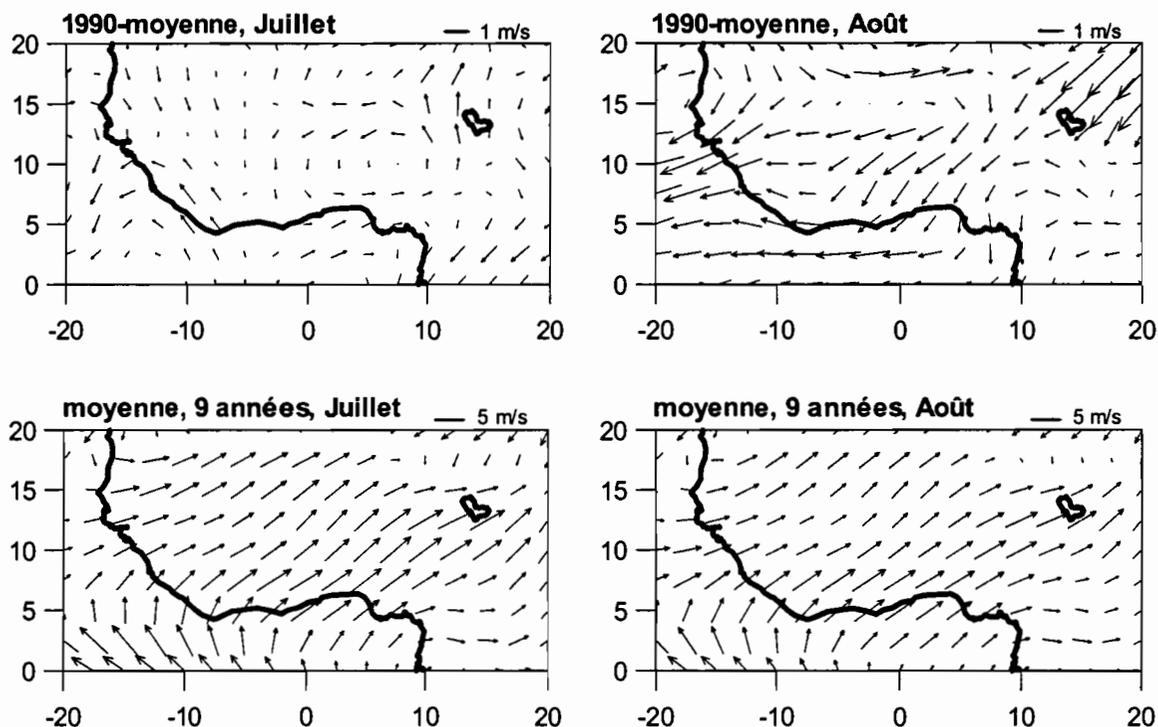


Figure VI-8: Anomalie moyenne du vent à 925 hPa en juillet et en août pour l'année 1990 par rapport à la moyenne sur 9 années. Les champs de vent moyens en juillet et août sur 9 années sont aussi représentés (cartes du bas).

La **Figure VI-8** montre l'anomalie du vent à 925 hPa en juillet et en août pour l'année 1990. Le flux de mousson est plutôt normal en juillet. Notons que l'intensité de la convection était aussi normale en 1990 pour le mois de juillet. En revanche, le flux de mousson est très affaibli en août, ce qui correspond avec la chute observée de l'intensité de la convection en août 1990 (chapitre V). Les anomalies du flux de mousson à des échelles temporelles plus fines (mensuelles) sont donc encore bien corrélées avec les anomalies de l'intensité de la convection.

Les caractéristiques des années 1994 et 1990 sur le Sahel central à l'échelle de la saison ou à l'échelle mensuelle correspondent à des signatures caractéristiques dans les basses couches et les couches moyennes de la troposphère pour les mêmes échelles. Nous avons pu relier l'intensité de la convection aux anomalies du flux de mousson et le déficit des SCO entre 10°N et 12°N en 1994 à la position méridienne du JEA. Il reste néanmoins à expliquer les facteurs atmosphériques reliés au nombre de SCO.

La **Figure VI-9** montre les transects méridiens des naissances de SCO. Il est clair que la variabilité du nombre de SCO est très dépendante de la latitude. Comparé à 1990, le déficit de SCO sur le Sahel de 94 et 97 s'explique principalement par un déficit des naissances de SCO entre 7.5°N et 12.5°N. Cette observation est confirmée par les **Figures V-12 V-13 et V-14** qui montrent un déficit de la couverture nuageuse des SCO au sud de 10°N en 1994 et 1997 et un excédent en 1990. Le contraste entre 90 et 97 ou 94 est en outre particulièrement important au mois de juillet.

Par ailleurs, nous avons étudié la variabilité zonale du nombre de SCO (non montré). Rien de très tangible n'a été observé. Toutefois, nous avons supposé qu'une partie de la variabilité du nombre de SCO sur le Sahel pourrait être expliquée par l'intrusion de systèmes provenant de régions situées en dehors de nos extractions METEOSAT, notamment à l'est de 20°E. Ce n'est pas le cas.

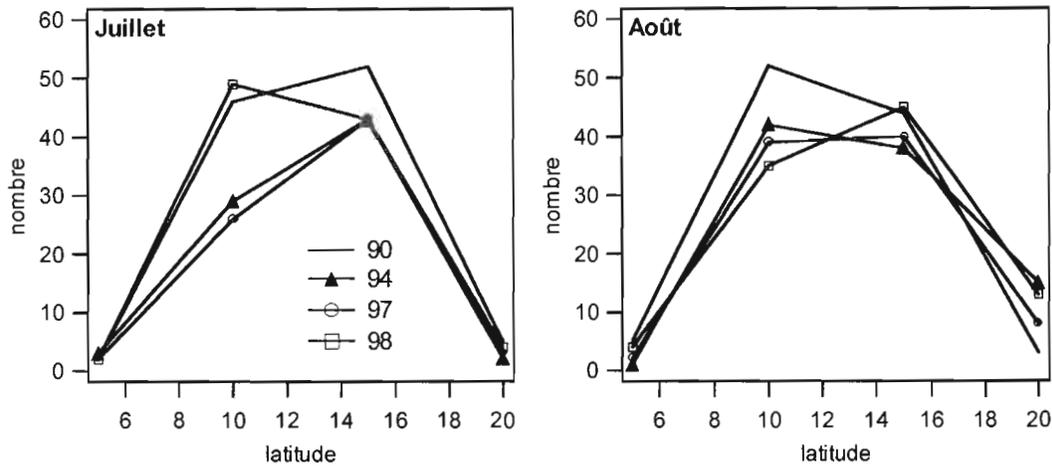


Figure VI-9: Transect des naissances (spontanées ou par division) de SCO en fonction de la latitude pour les mois de juillet et août des quatre années considérées. La résolution est de 5 degrés.

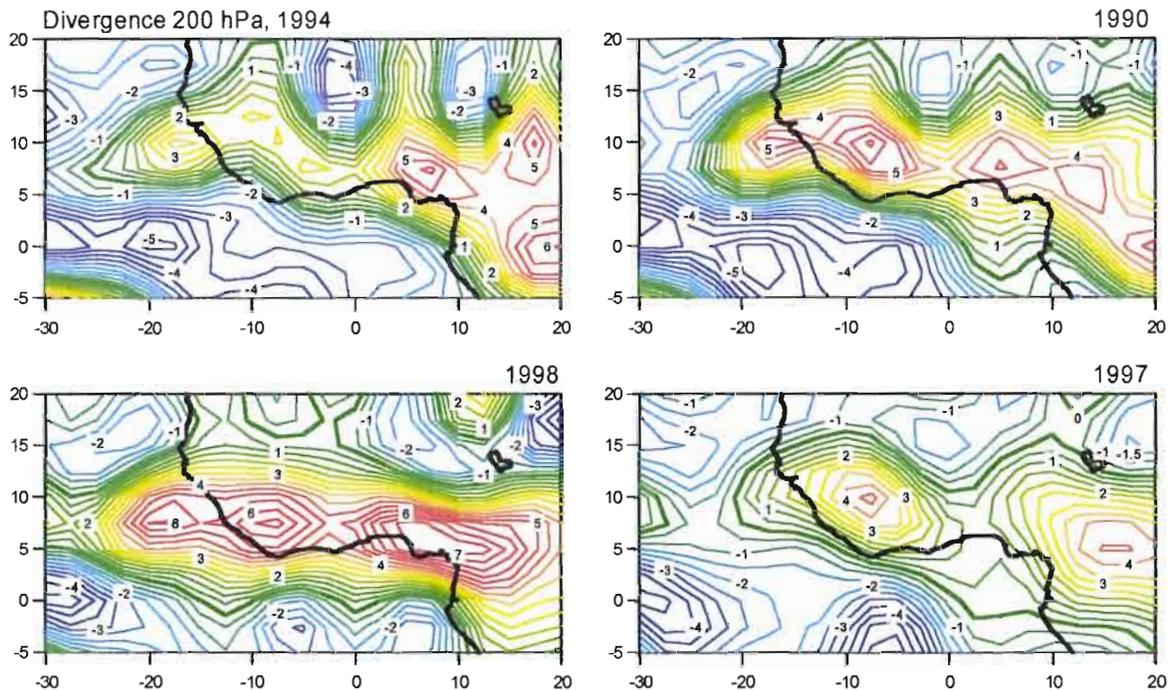


Figure VI-10: Divergence moyenne à 200 hPa pour le mois de juillet des quatre années considérées. Le contour zéro est épais.

Nous avons ensuite recherché une signature atmosphérique cohérente par rapport au nombre de SCO, en nous focalisant sur le mois de juillet pour lequel la variabilité est la plus forte. Cette recherche s'est effectuée sur plusieurs niveaux de l'atmosphère et c'est finalement dans les hautes couches de la troposphère que nous avons pu mettre en évidence une relation stable entre le nombre de SCO et la circulation de grande échelle. La **Figure VI-10** montre la divergence moyenne du vent à 200 hPa durant le mois de juillet pour les quatre années étudiées. Lorsque le nombre de SCO est faible (1994 et 1997) la divergence moyenne est aussi nettement plus faible. On remarque qu'une divergence plus faible que la normale ne caractérise pas forcément une mauvaise saison des pluies puisque 1994 est excédentaire sur le Sahel. La divergence n'est pas non plus corrélée à l'intensité du flux de mousson

en moyenne sur le mois de juillet (1994 et 1998 présentent un flux de mousson sur le Sahel central plus fort que les deux autres années, non montré). La baisse de la divergence pour la sécheresse généralisée de 1997 est compatible avec le cas b de la **Figure I-7** (Janicot, 1992b). Dès lors, deux possibilités s'offrent à nous:

- La circulation de grande échelle via un déplacement vers l'est de la circulation de type Walker induit une diminution du nombre de SCO par le biais de phénomènes de subsidence transitoires (Janicot et al., 1998, Fontaine et al., 1998) qui expliqueraient aussi une baisse de la divergence moyenne.
- La divergence moyenne est plus faible parce que le nombre de SCO est plus faible. Dès lors, les causes physiques à l'origine du déficit du nombre de SCO restent à découvrir.

Si le lien de cause à effet entre l'intensité de la convection et l'intensité du flux de mousson relève du bon sens, le sens de la relation entre le nombre de SCO et la divergence de la haute troposphère n'est pas évident. Pour aborder le problème, nous nous sommes intéressés à des échelles spatio-temporelles plus fines.

VI.3 Relations entre la circulation atmosphérique et les SCM aux échelles synoptiques

VI.3.1 Relations entre les ondes d'est 3-5 jours et les SCM

Les dates de passage d'une onde 3-5 jours ont été déterminées en utilisant l'ondelette de Morlet (Diedhiou, 1998 pour une synthèse exhaustive de la méthode) sur les données journalières du vent NCEP à 700 hPa du point de grille le plus proche de la ZEN (12.5N, 2.5E). Pour chacune des dates où l'amplitude de l'ondelette est significativement forte (jugement subjectif) on vérifie dans le champ de vent filtré entre 2 et 6 jours que l'on a effectivement une onde d'est, c'est à dire une perturbation du champ de vent organisée à l'échelle synoptique. Pour ce faire on dispose du vent NCEP à 700 hPa toutes les 6 heures entre 1990 et 1994. Lorsque l'onde est identifiée, on définit de façon subjective le secteur dans lequel se situe la ZEN. De même on détermine visuellement la position de tous les SCO par rapport aux secteurs des ondes sur ces cinq années.

VI.3.1.1 Modulation des SCO par les ondes

La **Figure VI-11** montre la modulation par les ondes de la couverture nuageuse des SCO (233 K) et de l'intensité de la convection évaluée comme étant la couverture nuageuse par cycle de vie pour les SCO. Au sud de 15°N, on retrouve la modulation classique (Duvél, 1990) de la couverture nuageuse par les ondes. Les SCO sont localisés plus fréquemment dans et à l'avant du thalweg de l'onde. De même, la longévité et la taille des SCO est plus importante dans ces mêmes secteurs. En revanche, au nord du 15^{ème} parallèle, la couverture nuageuse et l'intensité de la convection sont plus fortes dans et à l'arrière du thalweg de l'onde. Ces résultats confirment ceux obtenus par Duvél (1990) et Diedhiou (1998). Ce changement de configuration pourrait être lié à une advection d'humidité dans le flux de sud qui favoriserait l'occurrence des SCO dans et à l'arrière du thalweg pour les régions où l'humidité spécifique est relativement faible.

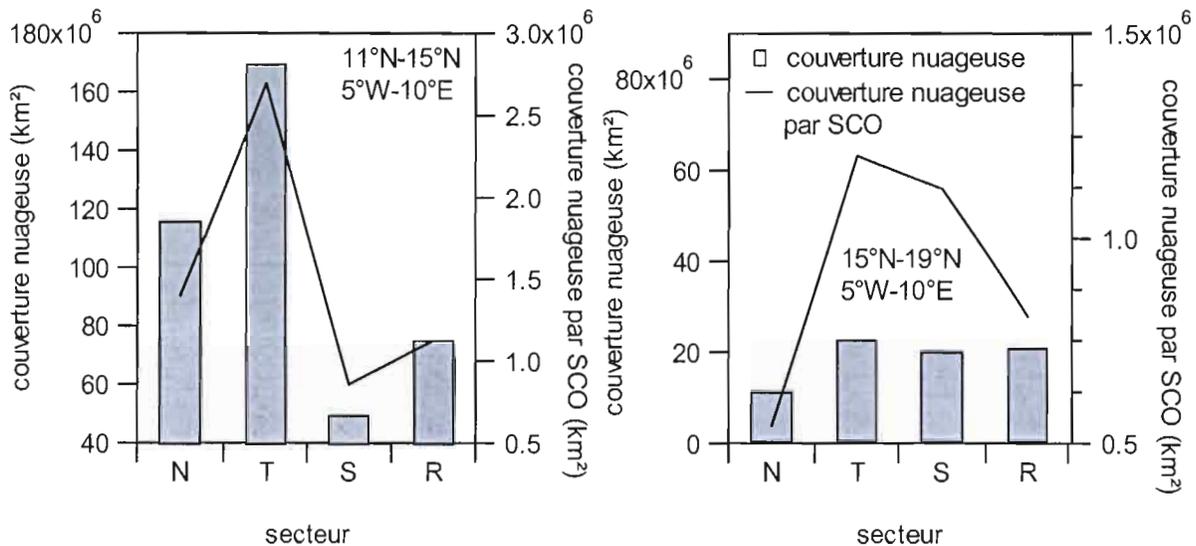


Figure VI-11: Modulation par les ondes d'est 3-5 jours de la couverture nuageuse des SCO et de la couverture nuageuse par SCO. A gauche, les résultats sont présentés sur la zone 11°N-15°N, 5°W-10°E et à droite sur la zone 15°N-19°N, 5°W-10°E

VI.3.1.2 Ondes et degré d'organisation des SCM

Nous avons vérifié que les ondes d'est modulent la convection associée aux SCO. Il s'agit maintenant de comparer les distributions du nombre des systèmes convectifs pendant les périodes d'activité et d'inactivité des ondes pour analyser l'impact de ces perturbations d'échelle synoptique sur ce paramètre à l'échelle du Sahel central et de la saison. La **Figure VI-12** montre les distributions du nombre de SCO et SCM0 en fonction de leur rayon moyen et de leur durée de vie. Ces distributions ont été corrigées au prorata des durées d'activité et d'inactivité des ondes de façon à les rendre comparables. Quelque soit le type de systèmes (SCO ou SCM0), on n'observe aucun changement radical dans l'allure des distributions obtenues. Les ondes d'est ne jouent donc aucun rôle significatif dans le degré d'organisation de la convection à l'échelle du Sahel central et de la saison.

Nous avons analysé l'impact des ondes de façon plus globale. Au niveau des SCM0, la présence des ondes est plutôt défavorable: on observe 330 SCM0 de moins sur 5 ans au prorata des durées d'activité et d'inactivité des ondes. L'impact sur la couverture nuageuse (233 K) est aussi proportionnellement légèrement négatif. Au niveau des SCO, la couverture nuageuse (233 K) est encore proportionnellement légèrement plus faible en période d'activité des ondes d'est. En revanche, on trouve 30 SCO de plus sur 5 ans au prorata des durées d'activité et d'inactivité des ondes d'est. Ce résultat se situe dans la gamme des erreurs du suivi sur le nombre de SCO, il ne peut donc pas être considéré comme significatif.

La **Figure VI-13** montre une analyse en ondelettes pratiquée sur le vent à 700 hPa au point de référence 0°E-15°N pour l'année 1990. Le nombre de naissances de SCO entre 12.5N et 17.5N a été ajouté. La probabilité d'observer une onde est forte lorsque le module de l'ondelette dans la gamme 3-5 jours est fort (couleur rouge). Cette figure confirme que le rôle des ondes d'est sur le nombre de SCO n'est pas net puisque vers le jour 206 on observe un nombre de SCO relativement normal par rapport aux périodes d'inactivité des ondes alors que vers la mi-août, le nombre de SCO chute brutalement durant une nouvelle période d'activité des ondes.

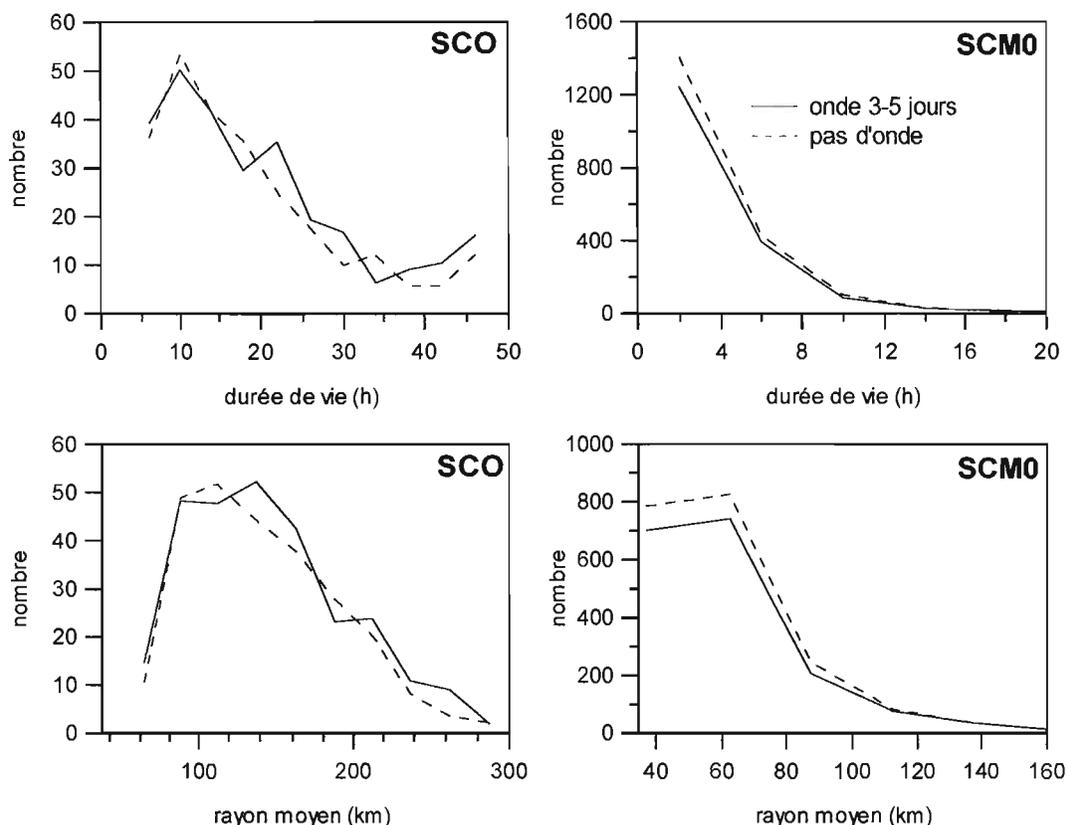


Figure VI-12: Nombre de SCO et de SCM0 en fonction de leur durée de vie (h) ou de leur rayon moyen (km) selon que l'on observe ou non une onde d'est de période 3-5 jours. Calcul sur 5 ans (90 à 94) et sur l'ensemble du Sahel central. Les distributions ont été corrigées de façon à tenir compte des durées différentes d'activité et d'inactivité des ondes.

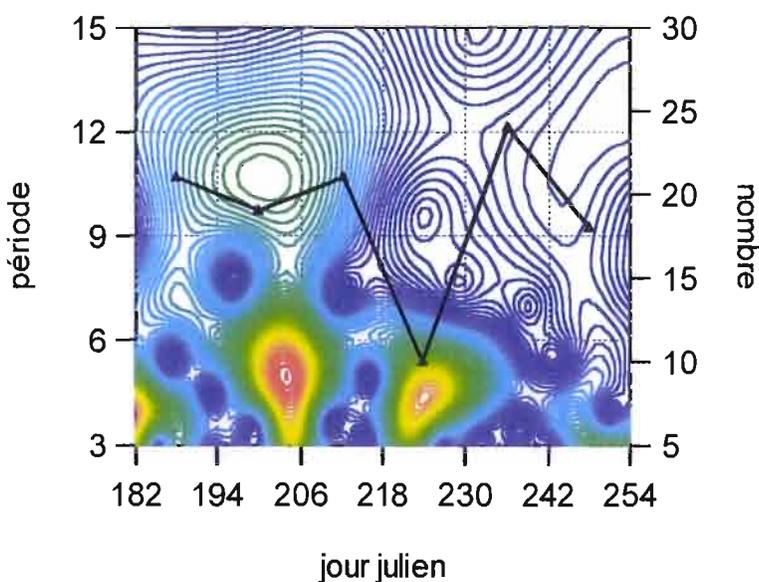


Figure VI-13: Analyse en ondelette sur le vent méridien à 700 hPa en 1990. Le nombre de naissances de SCO entre 12.5N et 17.5N a été ajouté (courbe). Point de référence 0°E-15°N. L'axe des abscisses indique les jours Juliens et l'axe de gauche la période des perturbations du vent. L'axe de droite correspond au nombre de SCO. La résolution en abscisse est de 12 jours pour la courbe et la longueur d'onde des couleurs augmente avec la valeur du module de l'ondelette.

VI.3.1.3 Ondes et efficacité pluviométrique des ENP

En moyenne, tout secteurs confondus, un ENP produit 17.4 ± 9.2 mm lorsqu'il est associé à une onde d'est 3-5 jours. Sinon, il produit en moyenne 16.2 ± 12.5 mm. La production moyenne des ENP est donc en moyenne plus forte en présence d'une onde, mais pas de façon très significative. On remarque en outre que la variance associée à la valeur moyenne est aussi plus faible lors de la présence d'une onde.

La **Figure VI-14** montre l'impact des ondes d'est sur la lame d'eau et le taux de pluie moyen des ENP en précisant l'influence du secteur dans lequel se situe la ZEN. Au niveau de la lame d'eau, le secteur "flux de sud" est le plus favorable à la production pluviométrique de l'ENP suivi du thalweg. En revanche, le secteur "flux de nord" est nettement plus défavorable. Compte tenu des écart-types, la différence entre le "flux de sud" et le "flux de nord" est a priori significative. Par ailleurs, nous remarquons que les ondes d'est modulent aussi le taux de pluie moyen des ENP, notamment si l'on compare le "flux de nord" et le "flux de sud". Les ondes d'est correspondent au seul facteur atmosphérique modulant de façon significative l'intensité de la pluie des ENP. La modulation par les ondes du cumul pluviométrique des ENP n'est donc pas seulement liée à la durée de l'événement. Ces statistiques doivent néanmoins être modérées car le nombre d'ENP par secteur en période d'activité des ondes d'est est faible. Il faudrait pouvoir les confirmer en prenant en compte un plus grand nombre d'années. Toutefois, compte tenu de la latitude de la zone EPSAT-Niger, l'advection d'humidité dans le flux de sud pourrait expliquer la modulation de la pluviométrie observée, les modulations montrées dans la **Figure VI-14** ne sont donc pas forcément absurdes.

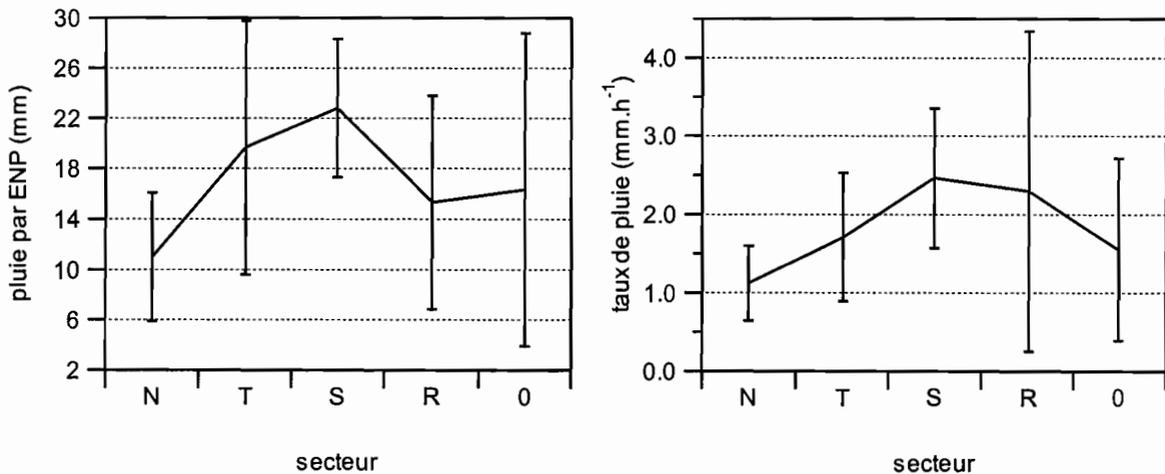


Figure VI-14: Pluie moyenne par ENP et taux de pluie moyen sur la ZEN selon que l'on se situe dans le flux de nord (N), le thalweg (T), le flux de sud (S) ou la dorsale (R) d'une onde d'est ou en cas d'absence d'onde (0). Les écart-types accompagnant ces moyennes ont aussi été représentés. Calcul fait sur 5 années (1990-1994).

VI.3.2 Relations entre les SCM et la circulation des couches moyennes

La **Figure VI-15** montre la relation entre l'intensité de la circulation de la moyenne troposphère et le nombre de naissances des SCO et des SCM0. Entre $7.5N$ et $12.5N$, le nombre de naissances des SCO est peu lié à l'intensité du vent à 600 hPa. Au nord, le nombre de SCO tend à décroître lorsque l'intensité du JEA est faible. Cette relation est néanmoins très bruitée. En revanche, on observe une forte relation entre la circulation des couches moyennes et le nombre de SCM0 sur

l'ensemble du Sahel central. Plus l'intensité de cette circulation est faible plus le nombre de SCM0 est important. Cette relation est cohérente avec les observations faites en 1994 à l'échelle de la saison et du Sahel central: la position très au nord par rapport à la normale du JEA coïncide avec une couverture nuageuse des SCM0 anormalement importante entre 10°N et 12°N.

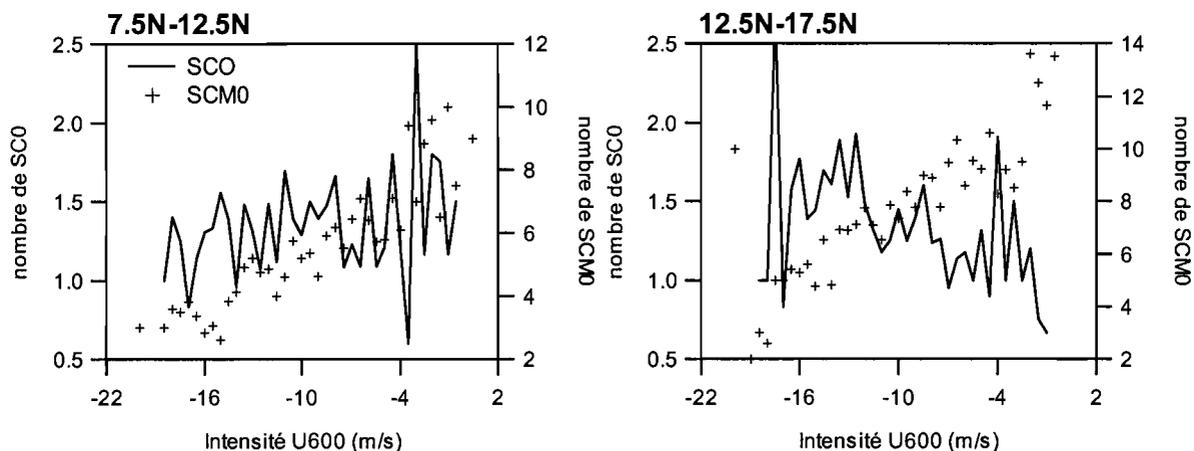


Figure VI-15: Nombre moyen des naissances de SCO et de SCM0 en fonction de l'intensité du vent zonal à 600 hPa. Le graphe de gauche montre les naissances entre 7.5N et 12.5N et 10W-17E, et l'indice de vent est la valeur moyenne du module du vent zonal à 600 hPa entre 10W et 10E à 10N. Le graphe de droite est similaire mais pour les naissances entre 12.5N et 17.5N et l'indice de l'intensité du vent est déterminé à 15N. Distributions établies entre le 1^{er} juillet et le 15 septembre sur la période 89-94 et 96-98.

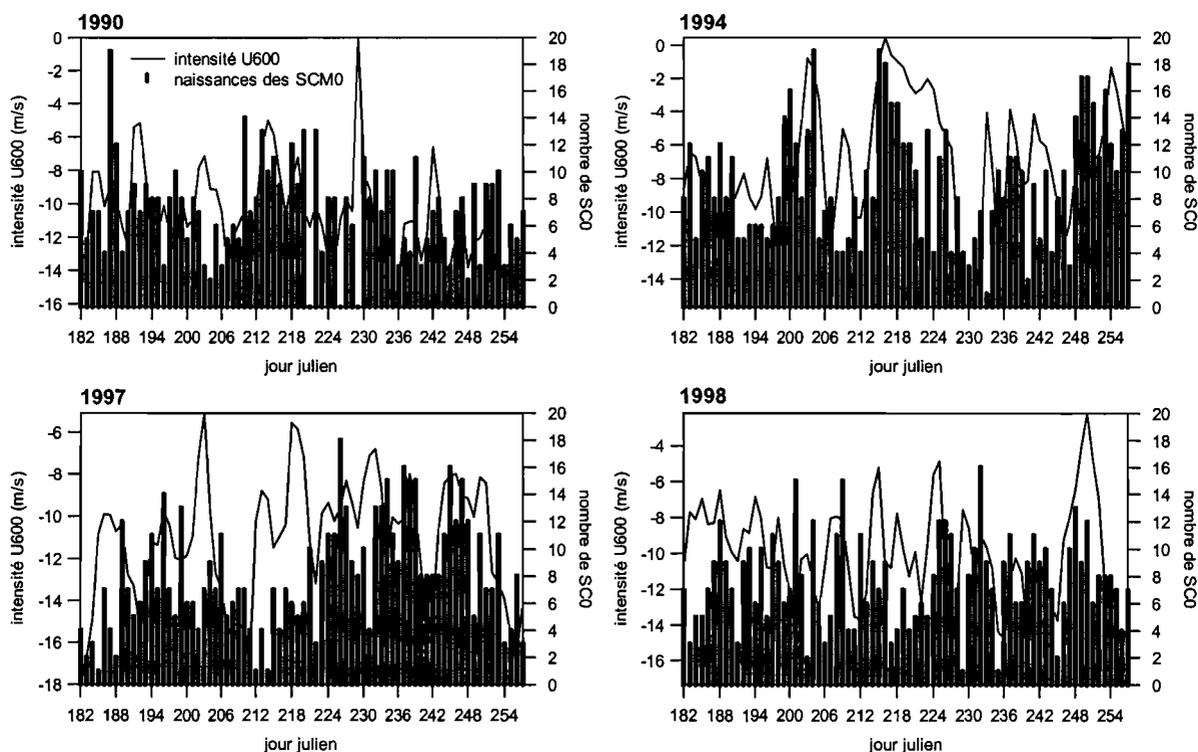


Figure VI-16: Distributions intra-saisonnières de l'intensité de la circulation des couches moyennes et du nombre de naissances de SCO entre 7.5N et 12.5N pour les quatre années considérées. L'intensité de la circulation des couches moyennes est évaluée par la moyenne du module du vent zonal à 600 hPa entre 10W et 10E à 10N.

Nous avons testé la validité de la relation entre la circulation des couches moyennes et les SCM0 sur plusieurs cas d'étude. La **Figure VI-16** montre les distributions intra-saisonniers de l'indice de l'intensité de la circulation des couches moyennes et du nombre de naissances des SCM0 entre 7.5N et 12.5N pour les quatre années considérées. Il existe effectivement une assez bonne corrélation entre l'intensité moyenne du vent zonal à 600 hPa et le nombre de naissances des SCM0. Le lien de cause à effet n'est encore une fois pas évident, mais l'existence de cette relation forte laisse à penser que les SCM0 participent au maintien du JEA alors que les SCO, de développement vertical plus important, entretiennent le JET.

VI.3.3 Relations entre les SCM et le flux de mousson

Les ondes d'est et plus généralement la circulation de la moyenne troposphère n'étant pas fortement impliquées dans la variabilité du nombre de SCO, les recherches ont été réorientées sur la circulation atmosphérique des basses couches.

VI.3.3.1 Relations entre l'intensité du flux de mousson et le nombre de SCO

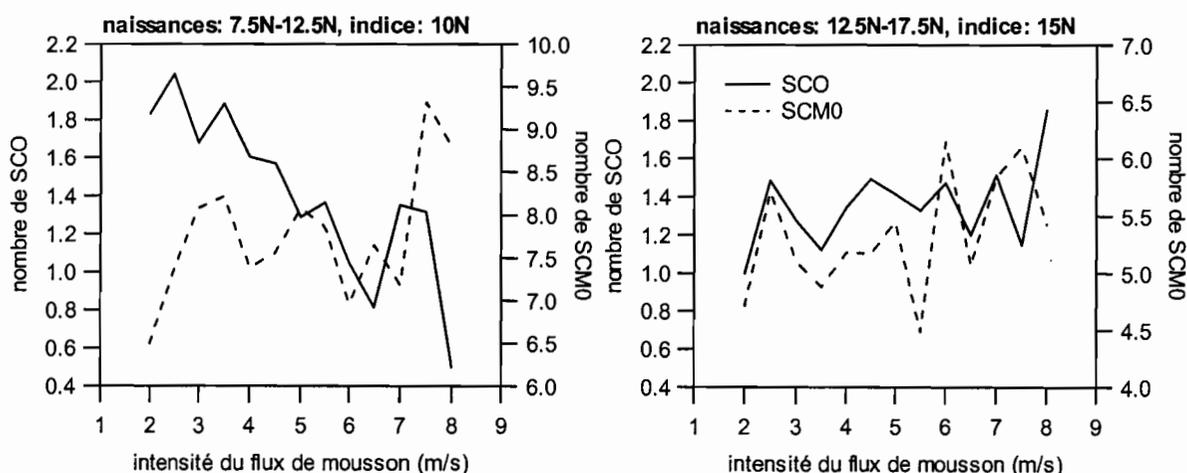


Figure VI-17: Nombre moyen des naissances de SCO et de SCM0 en fonction de l'intensité du flux de mousson. Le graphe de gauche montre les naissances entre 7.5N et 12.5N et 10W-17E, et l'indice de l'intensité du flux de mousson est la valeur moyenne du module du vent à 925 hPa entre 10W et 10E à 10N. Le graphe de droite est similaire mais pour les naissances entre 12.5N et 17.5N et l'indice de l'intensité du flux de mousson est déterminé à 15N. Distributions établies entre le 1^{er} juillet et le 15 septembre sur la période 89-94 et 96-98.

La **Figure VI-17** montre les variations moyennes du nombre de naissances de SCO et SCM0 en fonction de l'intensité du flux de mousson. Cette courbe est obtenue en divisant la distribution du nombre de naissances en fonction de l'intensité du flux de mousson par le nombre de jours où l'on observe une intensité donnée.

Entre 7.5N et 12.5N (région de transition entre les populations de SCO et de SCM0) on observe une baisse nette et régulière du nombre de naissances de SCO lorsque l'intensité du flux de mousson augmente. En revanche le nombre de SCM0 reste assez stable sauf pour les valeurs extrêmes. Si l'on examine la même distribution plus au nord, on observe un effet complètement différent. Le nombre de SCO est beaucoup plus stable et tend plutôt à augmenter avec l'intensité du flux de

mousson. On observe une tendance similaire pour le nombre de SCM0. Il semble que des conditions atmosphériques trop favorables dans les basses couches ne favorisent pas les naissances de SCO. Le fait que ce soit vrai uniquement au sud entre 7.5N et 12.5N semble assez logique, car plus au nord l'humidité spécifique est plus faible et un renforcement du flux de mousson a donc plutôt un effet favorable sur les naissances de SCO.

Ce résultat est prometteur mais il nécessite de plus amples investigations. Il faut absolument introduire l'humidité dans cette étude et raisonner en terme d'énergie. Le mécanisme physique que suggère la **Figure VI-17** pourrait être le suivant: lorsque les conditions atmosphériques sont trop favorables à la convection, le stockage d'énergie avant son déclenchement est faible et se traduit par l'émergence de systèmes convectifs peu développés. En revanche, si l'inhibition convective est plus forte, le stockage d'énergie est plus important et peut se traduire par une convection plus explosive et bien organisée. Dans cette thèse nous n'avons pas eu le temps d'aborder le problème sous cet angle. Néanmoins, nous avons vérifié la robustesse des distributions moyennes de la **Figure VI-17**.

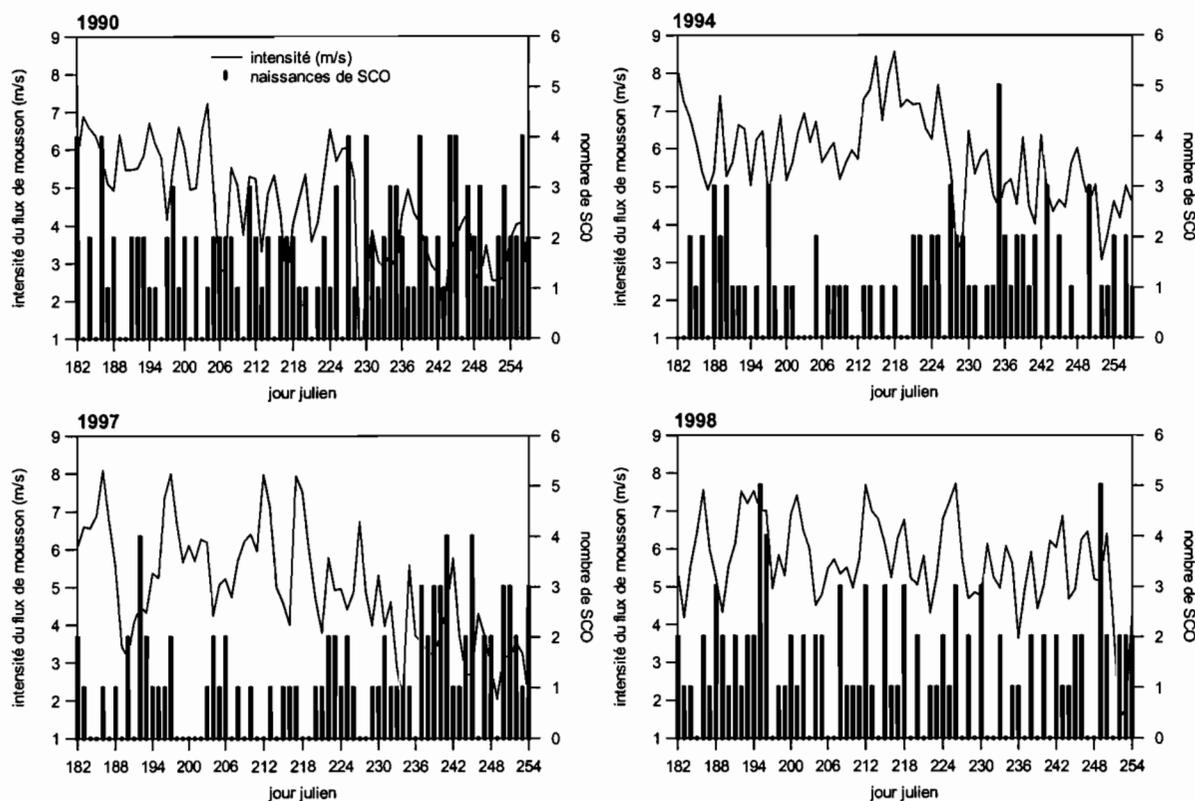


Figure VI-18: Distributions intra-saisonnières de l'intensité du flux de mousson et du nombre de naissances de SCO entre 7.5N et 12.5N pour les quatre années considérées. L'intensité du flux de mousson est évaluée par la moyenne du module du vent à 925 hPa entre 10W et 10E à 10N.

La **Figure VI-18** montre la distribution intra-saisonnière de l'indice du flux de mousson et du nombre de naissances de SCO entre 7.5N et 12.5N pour le mois de juillet des quatre années considérées. En 1990, 1994 et 1997 on observe bien l'effet moyen montré dans la **Figure VI-17** vers la fin de la saison étudiée lorsque l'intensité du flux de mousson est faible. Durant le mois de juillet 1997 on observe une belle fluctuation de l'intensité du flux de mousson dont la période se situe aux alentours de 15 jours. Ces variations quasi-périodiques du flux de mousson ont été mises en évidence récemment par Janicot and Sultan (2000). On remarque que le nombre de naissances de SCO est généralement anticorrélé à l'intensité du flux de mousson ce qui corrobore les résultats de la **Figure VI-17**. En revanche, en 1998 où il existe des fluctuations de moindre amplitude et de fréquence plus élevée (~ 10 jours), la relation entre l'intensité du flux de mousson et le nombre de naissances de SCO est beaucoup moins évidente ce qui suggère qu'un indice basé uniquement sur le vent n'est pas le

meilleur moyen de caractériser le flux de mousson. Ce type d'investigation doit être approfondi: non seulement il faut prendre en compte l'humidité, mais il faut aussi travailler à des échelles spatiales plus fines.

VI.3.3.2 Analyse de la mise en place du régime de mousson sur le Sahel

Le déclenchement du régime de mousson sur le Sahel central est caractérisé par une migration rapide de la ZCIT vers le nord depuis sa position quasi stationnaire autour de 5°N en mai et juin vers sa position quasi stationnaire vers 10°N en juillet et août. Cette migration a lieu entre la fin juin et le début du mois de juillet. Cette caractéristique du climat Sahélien est décrite par Sultan and Janicot (2000). Ils montrent que la migration vers le nord de la ZCIT est liée au passage d'une perturbation propagative du vent zonal à 925 hpa. Cette perturbation, localisée sur le Sahel, se propage vers l'ouest avec une période de 20 à 40 jours.

Les dates de mise en place du régime de mousson sur le Sahel des années 89 à 92 nous ont été fournies par Sultan and Janicot (2000).

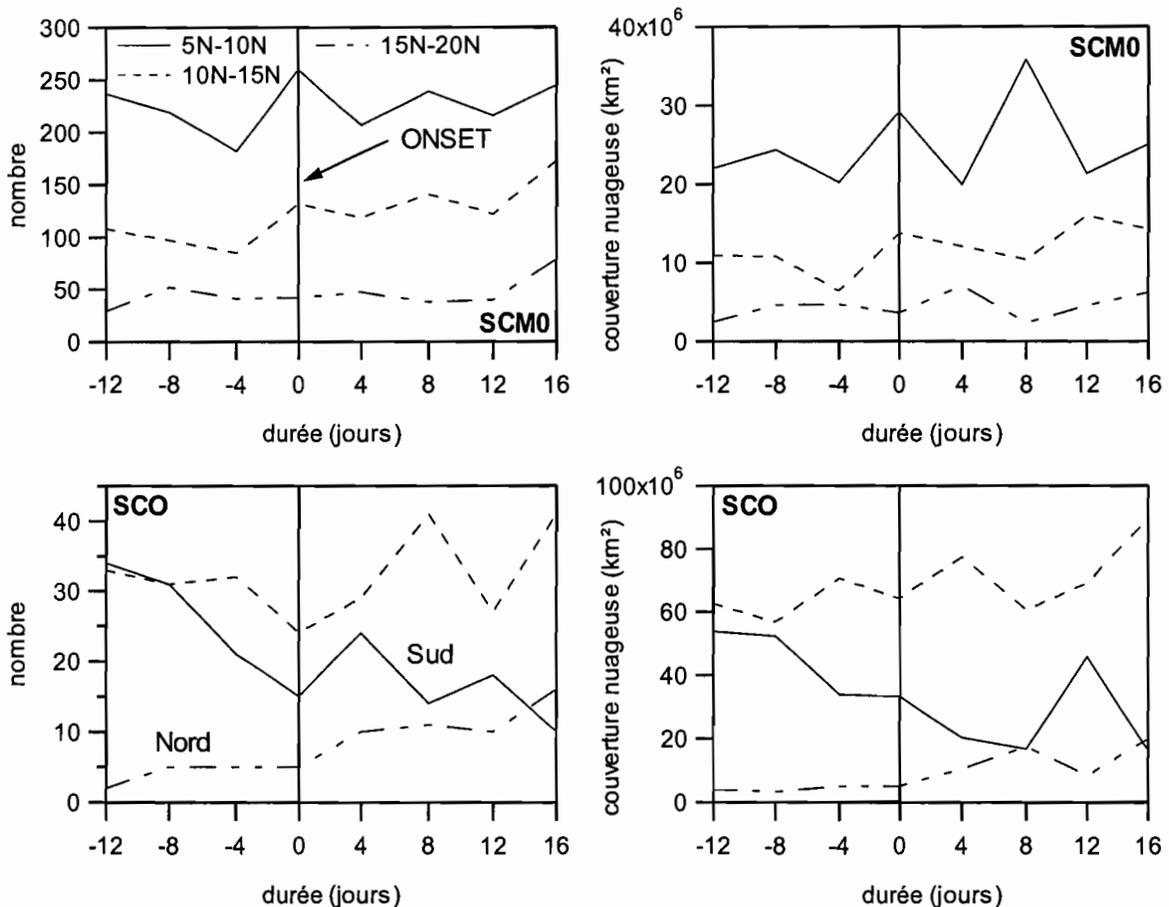


Figure VI-19: Composite du nombre (gauche) et de la couverture nuageuse (droite) autour de la date de déclenchement du régime de mousson Sahélien (ONSET dans la langue de Shakespeare). On a distingué les SCM0 (haut) et les SCO (bas). Les résultats ont été établis sur 3 zones (10W-10E, 5N-10N), (10W-10E, 10N-15N), (10W-10E, 15N-20N). Les calculs sont fait entre 89 et 92 et ne sont pas moyennés. Les indications en abscisse sont centrées (+/- 2 jours).

La **Figure VI-19** montre l'évolution du nombre et de la couverture nuageuse autour de la date de déclenchement du régime de mousson Sahélien dans trois gammes de latitudes différentes.

Dans les gammes 5N-10N et 10N-15N et pour les SCM0, on observe un pic du nombre et de la couverture nuageuse lors de la date de déclenchement. Dans la zone la plus au nord, le nombre et la couverture nuageuse restent stables.

Les variations du nombre de SCO dans la zone entre 10N et 15N sont assez mitigées. Le nombre de SCO décroît au moment de la mise en place du régime de mousson Sahélien puis augmente quelques jours après. La couverture nuageuse n'est quant à elle que peu affectée et tend globalement à augmenter. En revanche, dans la zone sud, le nombre de naissances de SCO et la couverture nuageuse associée aux SCO décroît sensiblement durant la période représentée. Dans la zone la plus au nord, on observe exactement l'inverse, mais avec une amplitude moindre. On remarque que la chute du nombre de SCO au sud est cohérente avec l'hypothèse selon laquelle des conditions atmosphériques trop favorables inhiberaient la formation des SCO. De même, l'augmentation du nombre de SCO au nord est en accord avec la distribution moyenne de la **Figure VI-17**.

VI.3.4 Etude de l'existence de phénomènes de subsidence intermittents

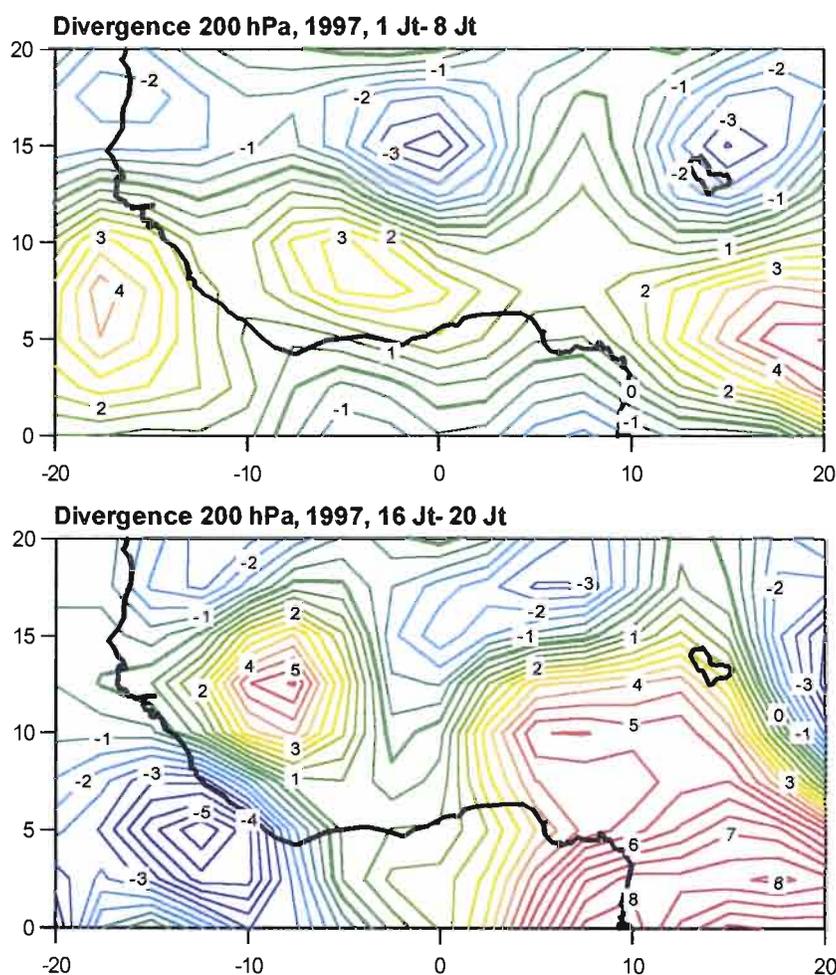


Figure VI-20: Divergence moyenne à 200 hPa. Deux périodes de 1997 durant lesquelles le nombre de naissances de SCO entre 7.5N et 12.5N a été particulièrement faible ont été retenues. L'isoligne zéro a été épaissi.

Cette section propose une première analyse sur l'existence de phénomènes de subsidence à des échelles temporelles relativement courtes. Par manque de temps, nous nous baserons uniquement sur la divergence à 200 hPa, bien qu'il eut été plus judicieux d'analyser la vitesse verticale du vent. Deux périodes de l'année 1997 ont été retenues: 1^{er} au 8 Juillet et 16 au 20 Juillet. Durant ces périodes le nombre de naissances de SCO entre 7.5N et 12.5N a été particulièrement faible (**Figure VI-17**).

La **Figure VI-20** montre que le champ de vent à 200 hPa diverge sur la zone continentale comprise 7.5N à 12.5N pour les deux périodes retenues, ce qui ne traduit pas à priori l'existence de phénomènes de subsidence à cet endroit. En revanche, plus au nord le champ de vent converge ce qui est compatible avec des phénomènes de subsidence. Si l'on regarde les variations saisonnières du nombre de naissances de SCO entre 12.5N et 17.5N (**Figure VI-21**) on constate que les périodes retenues en 1997 (1-8 juillet = 182 à 189 et 16-20 juillet = 188 à 202) correspondent à un nombre de naissance de SCO relativement important ce qui est à priori incompatible avec la présence de fortes subsidences. L'existence de fortes subsidences inhibant la convection très profonde n'a donc pas pu être démontrée. Il faudrait cependant reprendre cette étude avec les profils verticaux de la vitesse verticale du vent et peut être le faire à des échelles encore plus fines.

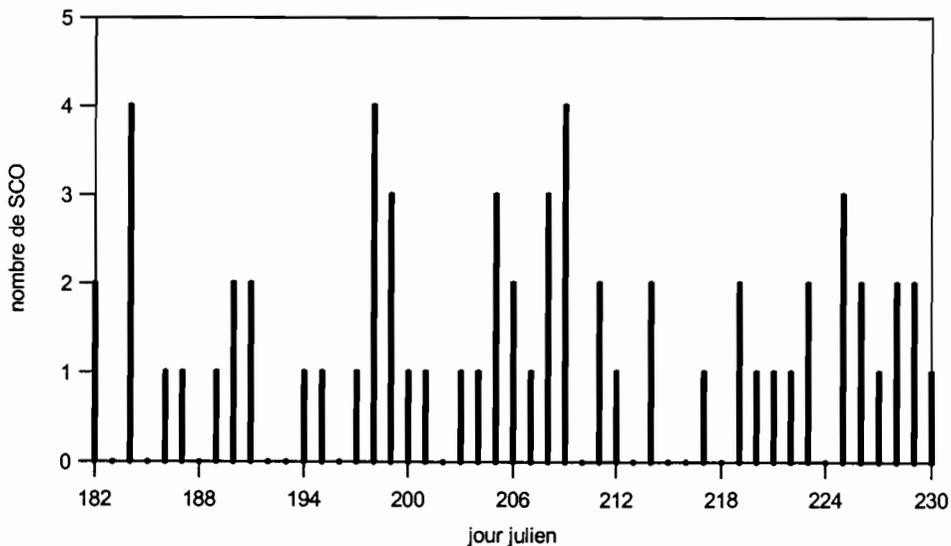


Figure VI-21: Nombre de naissances de SCO entre 12.5 et 17.5N pour l'année 1997. Le pas de temps en abscisse est de une journée.

VI.4 Synthèse

Ce chapitre constitue une première étape dans l'étude des relations entre les systèmes convectifs et la circulation de grande échelle. Les résultats obtenus sont prometteurs mais nécessitent des investigations plus poussées.

Les liens entre les variations interannuelles de l'environnement de grande échelle et des SCM ont été abordés en considérant les quatre années les plus contrastées (1990, 1994, 1997 et 1998). A l'échelle du Sahel central et de la saison on obtient une bonne corrélation entre les anomalies de l'intensité moyenne de la convection et celles du flux de mousson. Une anomalie négative persistante du flux de mousson semble donc à l'origine de la sécheresse dipolaire de 1990 de même qu'une anomalie positive du flux de mousson est bien corrélée à l'excédent pluviométrique enregistré en 1994 et 1998. Toujours aux mêmes échelles spatio-temporelles, on trouve une bonne corrélation entre l'anomalie de la divergence de la haute troposphère et celle du nombre de SCO. Cette fois le lien de cause à effet n'est pas évident. Il est difficile d'établir à ces échelles si la baisse de la divergence enregistrée lors des années déficitaires en SCO (1994 et 1997) est liée à un forçage de grande échelle induisant des phénomènes de subsidence intermittents ou si elle est simplement liée au fait qu'il y a moins de SCO. Les échelles spatio-temporelles ont donc été affinées pour tenter de mieux cerner la question.

L'étude des relations entre les ondes d'est et les SCO (échelles synoptiques) ne montrent pas d'impact global des ondes sur le nombre de SCO de la saison ni sur leur degré d'organisation mesuré en terme de taille et de durée de vie. En revanche, durant les périodes d'activité des ondes on retrouve bien les modulations montrées dans des études antérieures: les SCO se situent plus fréquemment dans et à l'avant du thalweg des ondes lorsque l'on se situe en dessous de 15°N et plutôt dans et à l'arrière du thalweg pour les régions situées plus au nord. En outre, les ondes d'est ont un impact significatif à l'échelle d'un degré carré sur le cumul et l'intensité moyenne de la pluviométrie des SCM. La pluie est plus faible dans le flux de nord que dans les autres secteurs. Ceci est particulièrement net entre le flux de nord et le flux de sud. L'origine de cet impact peut être attribué à l'advection d'air sec (resp. humide) dans le flux de nord (resp. sud) des ondes. Néanmoins, ces statistiques portent sur un nombre de cas limité et nécessitent donc d'être reproduites sur un plus grand échantillon.

Les ondes d'est n'ayant pas globalement un impact sur le nombre de SCO, les recherches se sont orientées vers les basses couches à des échelles spatio-temporelles d'échelle synoptique. Nous avons montré que le nombre de naissances des SCO est anti-corrélé à l'intensité du flux de mousson si l'on se situe dans la bande 7.5N-12.5N (zone de plus forte variabilité de ce nombre). En revanche, le nombre de naissances est peu affecté entre 12.5N et 17.5N. L'étude de la mise en place du flux de mousson corrobore ces observations moyennes, notamment en région Soudanienne. De plus, lors de la sécheresse généralisée de 1997, on observe assez bien l'anti-corrélation du nombre de naissances de SCO dans la bande 7.5N-12.5N avec l'intensité du flux de mousson, notamment lors d'une fluctuation de période 15 jours de ce dernier. En revanche, cette relation est beaucoup moins nette en 1998. Une étude plus approfondie incluant notamment l'humidité est donc nécessaire. Les résultats obtenus n'en demeurent pas moins intéressants. Le mécanisme à l'origine de la sécheresse généralisée de 1997 pourrait provenir des basses couches plutôt que d'un forçage des hautes couches. En effet, il semblerait que des conditions atmosphériques trop favorables à la convection limitent le nombre de SCO à l'interface de la zone Sahélienne et de la zone Soudanienne. Si l'inhibition de la convection est trop faible, les phénomènes convectifs sont fréquents mais l'énergie stockée avant leur déclenchement est faible. A l'inverse, si l'inhibition convective est forte, le stockage d'énergie plus important avant le déclenchement de la convection peut aboutir à des phénomènes convectifs plus explosifs favorisant l'apparition des SCO. Cette hypothèse est d'autant plus séduisante que l'on n'a pas pu mettre en évidence l'existence de subsidences intermittentes pour expliquer les déficits de SCO enregistrés en 1997. L'étude correspondante doit néanmoins être approfondie, notamment en étudiant les profils verticaux de la vitesse verticale du vent plutôt que la divergence de la haute troposphère.

Ce chapitre apporte d'autres informations intéressantes. A l'échelle de la saison, le JEA se situe plus au nord que la normale en 1994 entraînant un positionnement plus au nord de la zone de fort cisaillement vertical du vent. Parallèlement à cette situation, on observe un déficit de la couverture nuageuse des SCO entre 9N et 12N et un excédent pour les SCM0. On pourrait interpréter cette situation de la façon suivante:

- Les SCO se propagent plus au nord en suivant la zone de fort cisaillement favorable à leur développement (tendance confirmée en moyenne sur l'ensemble des années traitées), renforçant ainsi le déficit de couverture nuageuse entre 9N et 12N. Le déficit dans cette zone est néanmoins principalement lié au faible nombre de SCO.
- La présence plus fréquente que la normale des SCM0 pourrait expliquer la position plus au nord du JEA. Ces systèmes ont un développement vertical nettement plus faible que les SCO ce qui pourrait leur permettre d'interagir plus efficacement avec le JEA. On peut ainsi imaginer que les SCO participent à l'entretien du Jet d'Est Tropical sur l'Afrique de l'Ouest alors que les SCM0 participent au maintien du JEA. Des résultats préliminaires indiquent que le nombre de naissances des SCM0 croît linéairement lorsque le vent zonal à 600 hPa décroît. En revanche, le nombre de SCO est peu sensible à ce paramètre. Le lien de cause à effet n'est encore une fois pas évident mais cela montre qu'il existe une relation forte entre les SCM0 et la circulation des couches moyennes de la troposphère.

Enfin, les SCM (SCO + SCM0) se déplacent avec une vitesse proche de celle des vents de la haute et moyenne troposphère. Ainsi, on ne peut s'affranchir des cas de cirrus advectés par la circulation de la haute troposphère par un filtrage des SCM en fonction de leur vitesse. Les SCO tendent cependant à se propager plus fréquemment à une vitesse supérieure au vent de la haute et moyenne troposphère que les SCM0.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

CONCLUSION

L'objectif initial de cette thèse était de documenter les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM) sur l'Afrique de l'ouest. Cet objectif est vaste, aussi, ce travail a été principalement orienté en fonction des données dont on disposait: des images METEOSAT infrarouges pleine résolution, des données de pluie précises sur la zone de l'expérience EPSAT-Niger et les réanalyses du NCEP pour l'information sur l'état de l'atmosphère. Les résultats tirés de ces données ont en outre été fortement influencés par le projet Européen WAMP (West African Monsoon Project). Ce projet m'a permis de cerner les éléments les plus importants à documenter par rapport aux questions que se pose actuellement la communauté scientifique sur le sujet.

L'information fournie par le satellite METEOSAT a été utilisée au mieux à l'aide d'un algorithme de suivi des systèmes convectifs. La qualité des résultats obtenus a été centrale tout au long des études menées dans ce document car il était fondamental d'estimer correctement le nombre de systèmes convectifs. Le chapitre II illustre très bien les problèmes qu'il a fallu régler pour l'obtention d'un suivi des systèmes convectifs de qualité. Sous sa forme actuelle, et grâce à une procédure d'interpolation des images manquantes efficace, cet algorithme est capable d'estimer le nombre de SCM (taille supérieure à 5000 km²) avec une erreur généralement comprise entre 10% et 15% selon le seuil en température et le type de distribution. Cette erreur est principalement liée à la qualité du jeu de données (images manquantes). En terme de couverture nuageuse, l'erreur est du même ordre, mais elle est principalement liée au filtrage des systèmes convectifs de taille inférieure à 5000 km² ce qui pose moins de problèmes car, comme on l'a montré au chapitre IV, ces systèmes interviennent peu dans la pluviométrie du Sahel central.

A partir des résultats du suivi des SCM, nous avons construit une climatologie sur 10 années récentes (1989-1994 et 1996-1999). Cette climatologie se focalise principalement sur le Sahel central, mais des comparaisons avec d'autres zones (Sénégal, Cameroun, Côte d'Ivoire et Océan) ont aussi été effectuées (annexe II).

Plusieurs résultats importants ont été mis en évidence. L'analyse des distributions en fonction de la durée de vie montre qu'une soixantaine de SCM de durée de vie supérieure à la journée expliquent la moitié de la couverture nuageuse annuelle au seuil 233 K généralement utilisé pour l'estimation des pluies par satellite. En outre, la vitesse de propagation des SCM se situe aux alentours de la vitesse du vent dans les couches moyennes. Les variations diurnes de la couverture nuageuse sont liées d'une part à une forte modulation du nombre de SCM de faible durée de vie et d'autre part à la modulation de la taille des SCM de longue durée de vie. Des résultats du même ordre sont trouvés au niveau du cycle saisonnier. Le nombre de SCM de faible durée de vie est plus important au mois d'août qu'en juillet mais leur taille varie peu. En revanche, le nombre de SCM de durée de vie supérieure à la journée varie peu mais leur taille propre est plus importante en août. Par ailleurs, la naissance des SCM est fortement modulée par le cycle diurne sur le continent avec un maximum vers 16h00, contrairement à l'océan où l'on ne trouve pas de modulation diurne particulière, si ce n'est une probabilité un peu plus importante la nuit. En outre, les SCM de longue durée de vie tendent à naître plus tôt avec un maximum de naissances vers 14h00. L'orographie joue aussi un rôle important dans l'initiation de la convection. La probabilité d'observer une naissance de SCM augmente fortement à partir de 400 m d'altitude. Accessoirement, on a aussi mis en évidence l'impact des brises côtières sur la naissance de SCM la nuit.

La comparaison des différentes zones continentales montre principalement des différences au niveau de la vitesse de propagation des SCM et au niveau du cycle saisonnier. Les différences sur la vitesse des SCM sont attribuables à la configuration du champ de vent des niveaux moyens et se caractérisent donc par des vitesses plus importantes sur le Sahel central que sur les autres zones. Au niveau du cycle saisonnier, on observe bien l'effet de la petite saison sèche sur les zones situées au sud de 10°N. Ceci se traduit par une chute de la couverture nuageuse durant le mois de juillet. Cet effet est toutefois moins flagrant sur la zone Cameroun que sur la zone Côte d'Ivoire, surtout au seuil le plus chaud, ce qui est probablement lié à la présence des forts reliefs des Monts Cameroun. Enfin, notons la grande similitude entre les zones Sénégal et Sahel central.

La comparaison de la zone Sahel central et de la zone océanique montre plusieurs différences importantes. La principale se situe au niveau du cycle diurne qui montre un net déphasage de la modulation de la couverture nuageuse des deux zones. La couverture nuageuse au seuil 253 K est maximale en fin d'après-midi sur le Sahel alors que le maximum se situe plutôt en début d'après-midi sur l'océan. Au seuil 213 K, la couverture nuageuse est maximale entre 16h00 et minuit sur le continent et entre 1h00 et 8h00 sur l'océan. Le maximum de couverture nuageuse à 253 K est principalement dû à une forte expansion de l'enclume stratiforme des SCM qui est peut-être liée au cycle diurne de la température de surface de l'océan. L'interprétation physique de cette forte expansion n'est à ma connaissance pas encore très bien comprise. En revanche, le maximum de la couverture nuageuse à 213 K sur l'océan est lié à des effets radiatifs assez bien simulés aujourd'hui. En outre, comme on l'a déjà mentionné plus haut, les naissances de SCM sont peu modulées par le cycle diurne sur l'océan. Les naissances se situent principalement dans la zone de convergence océanique où les températures de surface de la mer sont les plus fortes. D'une manière générale, la couverture nuageuse est maximale dans cette bande pour la même raison. Sur le Sahel, la convection profonde (seuil 213 K) est plus fréquente que sur l'océan et se situe principalement dans la bande comprise entre 10°N et 15°N. Cette zone est caractérisée par un fort cisaillement vertical du vent et de fortes valeurs de la température potentielle équivalente qui sont favorables au développement de la convection profonde. Par ailleurs, les couches moyennes de cette zone sont plus sèches que celles situées plus au sud. Ce facteur joue un rôle important sur la dynamique des lignes de grains et il favorise donc aussi la présence de la convection profonde.

Nous avons ensuite cherché à mieux connaître les caractéristiques pluviométriques des SCM en utilisant les données pluviométriques de haute résolution de l'expérience EPSAT-Niger. Une méthodologie spécifique a été élaborée pour permettre de comparer efficacement les mesures de pluies et les mesures de radiances METEOSAT. Il a été confirmé que le seuil 233 K est le mieux adapté des trois seuils utilisés dans cette étude pour comparer la couverture nuageuse et la pluie, à condition de considérer aussi le développement vertical du SCM impliqué. Le principal intérêt de la méthode développée est de faire correspondre à un événement pluvieux vu au sol un seul SCM dont on connaît le cycle de vie.

Plusieurs résultats importants ont été montrés. A l'échelle d'un degré carré, il n'est pas possible de mettre en évidence un quelconque impact du cycle de vie, du cycle diurne ou du cycle saisonnier sur l'efficacité pluviométrique des SCM. Ceci est principalement dû à la forte variabilité intra nuageuse des pluies. En revanche, deux facteurs sont susceptibles d'influer significativement sur la pluviométrie d'un SCM: les ondes d'est, avec une pluviométrie moindre dans le flux de nord et accrue dans le flux de sud, et la taille des SCM. Les ondes d'est influent sur le cumul pluviométrique de l'événement et aussi sur l'intensité moyenne de la pluie. En revanche, la taille des SCM influe sur la durée de l'événement mais il n'existe pas de différence notable au niveau de l'intensité moyenne de l'événement. Notons que la taille des SCM est influencée par le cycle diurne et le cycle saisonnier et évolue durant le cycle de vie des SCM. Donc, indirectement, ces éléments ont un impact sur le cumul pluviométrique des SCM. La zone EPSAT-Niger présente par ailleurs un cycle diurne de la pluie atypique pour le Sahel car la pluie est plus fréquemment nocturne alors que la convection est maximale en fin d'après-midi sur les zones continentales. La méthodologie employée permet d'attribuer cette caractéristique à des facteurs géographiques. En effet, la plupart des SCM responsables de la pluie naissent en début d'après midi entre les reliefs du Plateau de Jos et de l'Aïr à quelques centaines de kilomètres à l'est de la zone EPSAT-Niger et ils arrivent donc sur la région de Niamey au milieu de la nuit. Enfin, nous avons étudié l'intermittence des événements nuageux pluviogènes. L'intermittence entre deux événements est généralement de deux ou trois jours, ce qui traduit l'effet de stabilisation de l'atmosphère suite au passage d'un événement convectif. Par ailleurs, les conditions atmosphériques généralement favorables au développement de la convection impliquent que l'intermittence n'excede que très rarement quatre jours.

En dehors de ces résultats, la comparaison des pluies avec les résultats du suivi des SCM a permis d'identifier objectivement les systèmes convectifs les plus pluviogènes. Nous les avons appelés les Systèmes Convectifs Organisés (SCO) car ils sont caractérisés par un fort développement vertical et une vitesse de propagation importante de leur partie la plus active (plus de 10 m/s). Les SCO

englobent l'essentiel des Complexes Convectifs de Mésos-échelle (CCM, Maddox, 1980) et probablement l'essentiel des lignes de grains. Les SCO expliquent 93% des pluies de la zone EPSAT-Niger. On dénombre 237 SCO par an sur le Sahel central expliquant près de 80% de la couverture nuageuse au seuil 233 K. L'identification des SCO s'est avérée par la suite être une étape majeure pour l'étude des variations interannuelles sur le Sahel central.

L'étude des variations interannuelles a été réalisée en deux temps. Tout d'abord, nous nous sommes focalisés sur la zone EPSAT-Niger. A l'échelle d'un degré carré, les variations interannuelles de la pluie s'expliquent principalement par le nombre d'événements. En 1990 et 1999, le nombre d'événements est cependant trop important par rapport aux hauteurs d'eau observées, montrant que l'efficacité pluviométrique par événement était plus faible que pour les autres années. En 1990, on trouve que la taille des SCO a été plus faible sur l'ensemble du Sahel central ce qui est cohérent avec une efficacité pluviométrique moindre à l'échelle du degré carré. Pour l'année 1999, la correspondance entre la tendance générale sur le Sahel central et sur la zone EPSAT-Niger est moins nette. Ceci pourrait être lié aux ondes d'est susceptibles de moduler la pluviométrie des SCM, mais cette possibilité n'a pu être explorée faute de ne disposer des réanalyses que jusqu'en 1998.

La principale caractéristique des années les plus humides de la zone EPSAT-Niger réside dans la distribution équilibrée des trajectoires des SCM au nord et au sud de la zone alors que les autres années présentent des trajectoires situées essentiellement au sud. Cette caractéristique est liée à une position plus au nord de la ZCIT.

Dans un deuxième temps, nous nous sommes intéressés aux variations interannuelles sur le Sahel central. Ces variations se résument en deux paramètres: le nombre de SCO et la couverture nuageuse moyenne par SCO (233 K) caractérisant l'intensité de la convection. A l'aide de ces deux paramètres, on aboutit à une classification des années sèches similaire à celle de Janicot (1992a). Les cas de sécheresses dipolaires (1990) correspondent à une faible intensité de la convection et les cas de sécheresses généralisées (1997) correspondent à une intensité normale de la convection mais un nombre de SCO plus faible. De la même manière, les années humides se regroupent en deux catégories: l'intensité de la convection est très élevée mais le nombre de SCO normal ou faible (1998 ou 1994).

Les relations entre les SCM et la circulation de grande échelle ont été étudiées à différentes échelles spatio-temporelles. A l'échelle du Sahel central et de la saison, on observe une bonne corrélation entre l'anomalie du flux de mousson et l'intensité de la convection. La sécheresse dipolaire de 1990 peut donc être imputée à l'anomalie négative persistante du flux de mousson de même que les situations excédentaires de 1994 et 1998 peuvent être associées à l'anomalie positive persistante du flux de mousson.

Toujours aux mêmes échelles, on obtient une bonne corrélation entre l'anomalie du nombre de SCO et l'anomalie de la divergence des hautes couches de la troposphère. (notons que ces signatures à 200 hPa et 925 hPa sont exploitables à l'échelle mensuelle, du moins sur les 9 années étudiées. En d'autres termes, si l'on observe une forte anomalie à ces niveaux, on est assuré d'observer une forte anomalie en terme de nombre de SCO ou d'intensité de la convection et vice versa). L'interprétation de cette corrélation entre le nombre de SCO et la divergence dans les hautes couches de la troposphère n'est cependant pas évidente: La baisse de la divergence lors des années déficitaires en SCO (1994 et 1997) peut être liée à des phénomènes de subsidence induits par la circulation de grande échelle et ayant pour conséquence une inhibition de la convection profonde se traduisant par un nombre de SCO faible, ou simplement être liée au fait qu'il y a moins de SCO. La première hypothèse a été avancée dans des études antérieures (Janicot et al., 1998) visant à expliquer les cas de sécheresses généralisées à l'Afrique de l'ouest. Ce cas de figure serait lié à une anomalie des températures de surface du Pacifique est induisant un déplacement vers l'est de la branche subsidente de la circulation de Walker Africaine.

Pour aborder ce problème nous avons étudié les relations entre les SCM et la circulation de grande échelle à des échelles synoptiques. Tout d'abord, nous avons étudié le rôle des ondes d'est. Ces ondes modulent la couverture nuageuse de SCO. En dessous du 15^{ème} parallèle, les SCO se situent plus fréquemment dans et à l'avant du thalweg des ondes. Par contre, au nord de cette limite, les SCO sont préférentiellement localisés dans et à l'arrière du thalweg ce qui confirme les résultats d'études

antérieures (Duvel, 1990, Diedhiou, 1998). Ainsi, les ondes d'est modulent à la fois la convection et la pluviométrie associées aux SCO. En revanche, si l'on compare les périodes d'activité et d'inactivité des ondes on ne trouve aucune différence significative sur le nombre et le degré d'organisation des SCO.

Cette étude présente donc les ondes d'est comme des éléments perturbateurs susceptibles de moduler la distribution spatiale des SCO et de la pluie et non comme des éléments clefs de la variation interannuelle des SCO à l'échelle du Sahel et de la saison. Les ondes d'est n'étant pas à l'origine de la variabilité du nombre de SCO nous sommes intéressés au rôle du flux de mousson aux échelles synoptiques. En moyenne sur 9 années nous avons établi que le nombre de naissances des SCO dans la bande 7.5N-12.5N décroît sensiblement lorsque l'intensité du flux de mousson augmente. Notons que cette relation n'est plus vraie lorsque l'on se situe dans la bande comprise entre 12.5N et 17.5N. Nous avons vérifié sur des cas d'étude la fiabilité de cette relation. Lors de la sécheresse généralisée de 1997, on observe effectivement une anti-corrélation du nombre de naissances de SCO dans la bande 7.5N-12.5N avec l'intensité du flux de mousson, notamment lors d'une fluctuation de période 15 jours de ce dernier. En revanche, cette relation est moins nette en 1998. Une étude plus approfondie incluant notamment l'humidité est donc nécessaire. Les résultats obtenus n'en demeurent pas moins intéressants. Le mécanisme à l'origine de la sécheresse généralisée de 1997 pourrait provenir des basses couches plutôt que d'un forçage des hautes couches. En effet, il semblerait que des conditions atmosphériques trop favorables à la convection limitent le nombre de SCO à l'interface de la zone Sahélienne et de la zone Soudanienne. Si l'inhibition de la convection est trop faible, les phénomènes convectifs sont fréquents mais l'énergie stockée avant leur déclenchement est faible. A l'inverse, si l'inhibition convective est forte, le stockage d'énergie plus important avant le déclenchement de la convection peut aboutir à des phénomènes convectifs plus explosifs favorisant l'apparition des SCO. Cette hypothèse est d'autant plus séduisante que l'on n'a pas pu mettre en évidence l'existence de subsidences intermittentes pour expliquer les déficits de SCO enregistrés en 1997. L'étude correspondante doit néanmoins être approfondie, notamment en étudiant les profils verticaux de la vitesse verticale du vent plutôt que la divergence de la haute troposphère.

Enfin, une relation forte entre la circulation des couches moyennes et les non-SCO a été établie. Le nombre de naissances des non-SCO augmente lorsque l'intensité du vent zonal à 600 hPa est faible. Cette relation est cohérente avec la configuration à l'échelle du Sahel central et de la saison observée en 1994: la position très au nord par rapport à la normale du JEA coïncide avec une couverture nuageuse des non-SCO anormalement importante entre 10°N et 12°N. Le lien de cause à effet entre la circulation des couches moyennes et les non-SCO n'est pas évident, mais l'existence de cette relation forte laisse à penser que les non-SCO participent au maintien du JEA alors que les SCO, de développement vertical plus important, entretiennent le JET (cf. leur relation avec la divergence de la haute troposphère).

PERSPECTIVES

Les implications de ce travail sont multiples. Tout d'abord, l'étude climatologique des SCM fournit une base de validation des MCG et des modèles régionaux. Par exemple, si l'on souhaite savoir si un MCG est capable de représenter les systèmes convectifs on va étudier des caractéristiques comme la vitesse, la durée de vie ou les précipitations associées. En outre, on peut aussi regarder si un MCG peut simuler l'intermittence des SCM, c'est à dire le temps nécessaire à l'atmosphère pour redevenir potentiellement instable suite au passage d'un système convectif. Le rôle du relief dans l'initiation de la convection intéresse en outre les modélisateurs à méso-échelle. De récentes simulations d'une ligne de grain sur le Sahel central montrent le rôle potentiel du relief dans son déclenchement (Diongue, 2001.). Par ailleurs, les résultats sur le cycle diurne suggèrent d'être en mesure de paramétrer la convection organisée pour mieux représenter les effets de la modulation diurne de la couverture nuageuse (les effets radiatifs par exemple). En effet, les variations diurnes de la couverture nuageuse des SCM peu organisés sont principalement liées à leur nombre alors que dans le cas des SCO, c'est surtout la taille du système qui varie. De plus, selon la résolution spatiale du

modèle, les SCO sont susceptibles de couvrir plusieurs mailles alors que les schémas de paramétrisation actuels fonctionnent généralement sur une seule maille. Enfin, les SCO sont très pluvigènes et il convient donc de les représenter correctement dans les MCG.

Ce travail a aussi des implications dans l'estimation des pluies par satellite. La taille des SCM est déjà prise en compte lorsque l'on cumule les occurrences, en revanche, il serait peut être utile de prendre aussi en compte le rôle des ondes d'est et le développement vertical des SCM. Les recherches visant à améliorer les estimations des pluies par satellite utilisent de plus en plus d'informations des satellites défilants. Le principal défaut de ces satellites réside dans leur faible fréquence de passage au dessus d'un même point. La connaissance des distributions climatologiques fournit des éléments pouvant permettre d'interpoler l'information et donc de réduire les problèmes d'échantillonnage.

Une partie de cette thèse a été consacrée aux relations entre la circulation de grande échelle et les systèmes convectifs. Cette étude a abouti à des résultats encourageants mais de plus amples investigations sont nécessaires. L'étude des interactions entre la circulation de grande échelle et les systèmes convectifs pourrait se faire en deux étapes: tout d'abord identifier les paramètres atmosphériques ayant une relation significative avec les systèmes convectifs à des échelles temporelles de l'ordre de quelques jours et sur des zones relativement larges. Etudier ces relations à des échelles plus fines pose le problème de connaître le comportement du modèle en présence d'un système convectif qui sera abordé au cours de la deuxième étape.

La relation intéressante entre le flux de mousson et les systèmes convectifs organisés mise en évidence dans cette thèse nécessite un diagnostic plus poussé consistant à caractériser le stockage d'énergie avant le déclenchement de la convection. Par ailleurs, il existe aussi une autre relation intéressante entre le nombre de systèmes convectifs non-organisés et le vent à l'altitude du jet d'est Africain. Le lien de cause à effet n'est pas évident et des recherches supplémentaires sont donc nécessaires. Cette première étape devrait permettre d'envisager des hypothèses sur les mécanismes susceptibles d'influer significativement sur la convection.

En complément de ce premier volet qui concerne des échelles spatio-temporelles assez grossières, une étude poussée de la signature des systèmes convectifs dans les modèles s'impose. Pour cela on pourrait par exemple utiliser les réanalyses du NCEP ou le Modèle Atmosphérique Régional (MAR) développé au LTHE. Il s'agit dans un premier temps d'analyser l'effet du système convectif sur les champs de vent, d'humidité et de température et vice versa aux échelles les plus fines possibles. Le modèle MAR permettrait par ailleurs de mener une étude de sensibilité de la dynamique des systèmes convectifs à une variation des conditions de surface continentales (albédo, humidité du sol) pour aborder la question des rétro-actions.

Par ailleurs, une expérimentation est en cours de montage dans le cadre du projet Mousson Africaine et Impacts Hydrologiques pour lequel dix années d'observations dont deux renforcées (essentiellement des radiosondages, des profileurs de vent, des mesures radars et de surface) et des périodes d'observations intensives (avions de recherche) sont prévues. Les objectifs de ce projet sont ambitieux puisqu'il s'agit de travailler sur toutes les grandes questions qui vont de la compréhension de la dynamique de la mousson Africaine à son impact régional aux échelles hydrologiques. Parmi les avancées attendues concernant les systèmes précipitants: préciser le rôle du cisaillement et de l'humidité des couches intermédiaires dans l'organisation de la convection, analyser les caractéristiques micro-physiques selon le degré d'organisation (évaporation, vitesse de chute des hydrométéores...), comprendre les phases de déclenchement et de dissipation des systèmes précipitants, étudier leurs interactions avec la circulation de grande échelle et les perturbations d'échelle synoptique, évaluer leur impact hydrologique (caractérisation de la pluviométrie) et vérifier l'existence d'éventuels couplages avec les processus de surface.

Le travail présenté dans cette thèse et les perspectives évoquées précédemment s'insèrent complètement dans ce projet et pourront servir à sa préparation. De plus, les données de pluie de haute résolution qui seront archivées permettront une comparaison des caractéristiques morphologiques, dynamiques et pluviométriques des systèmes précipitants du Sahel et des régions situées plus au sud. Enfin, par rapport au cahier des charges du projet d'étude de la mousson, il serait souhaitable d'étendre la climatologie des systèmes convectifs aux régions Soudaniennes et sur une période couvrant

l'ensemble de la saison des pluies. Pour ce travail il pourrait être utile d'ajouter un module d'analyse et de classification des amas nuageux basé sur plusieurs canaux afin de discriminer les systèmes convectifs des autres types de nuages susceptibles d'être rencontrés au sud du Sahel.

Annexe I

**Paramètres calculés par la méthode de suivi des systèmes
convectifs**

Pour chaque SCM identifié, à chaque pas de temps et pour les 3 seuils en température, on calcule divers paramètres:

Paramètres morphologiques:

- Taille du SCM en nombre de pixels et en km². La taille du pixel en km² est supposée constante à l'échelle du SCM. La taille du pixel en km² d'un SCM est calculée en tenant compte de la latitude et de la longitude de son centre géométrique.
- Rayon effectif du SCM: $r = \sqrt{\text{surface} / \pi}$.
- Indice volumique (Szejwach and Desbois, 1978): $I = \sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)$

où $w(k,l) = T_0 - T(k,l) + 1$, T_0 étant la valeur du seuil en température, $T(k,l)$ la température de brillance du pixel considéré, l et k les coordonnées en ligne et colonne du pixel dans le référentiel de l'image METEOSAT.

- Couverture totale et nombre de cellules convectives au seuil immédiatement plus froid incluses dans le SCM (**Figure 1**). Si le seuil considéré est 213K, le seuil immédiatement plus froid est fixé à 203 K.
- Taille en pixel des 5 plus grosses cellules convectives au seuil immédiatement plus froid incluses dans le SCM.

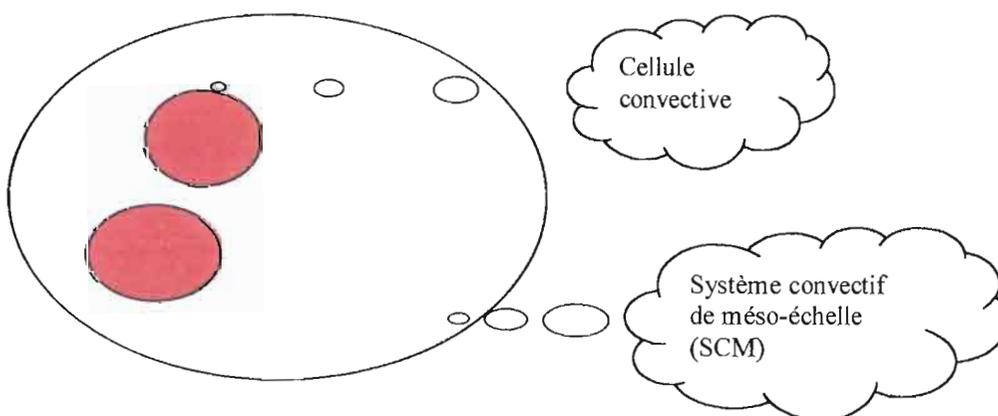


Figure 1: Schéma illustrant les cellules convectives (rouge), définies au seuil plus froid, incluses dans le SCM. Si le SCM est défini à 253 K (resp 233 K et 213 K) alors les cellules sont définies au seuil 233 K (resp. 213 K et 203 K).

- Moments d'ordre 2 définis comme suit:

$$M_k = \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times k^2}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)} - \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times k}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)} \times \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times k}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)}$$

$$M_l = \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times l^2}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)} - \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times l}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)} \times \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times l}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)}$$

$$M_{kl} = \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times k^2}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)} - \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times k}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)} \times \frac{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l) \times l}{\sum_{k,l \in \text{SCM}} w(k,l)}$$

où k et l désignent les coordonnées en colonne et en ligne dans le référentiel des images METEOSAT.

- A partir des moments d'ordre 2 définis précédemment, on déduit les paramètres caractéristiques qu'aurait une ellipse de même taille que le SCM:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{M_k + M_l + \sqrt{(M_k + M_l)^2 - 4 \times (M_k \times M_l - M_{kl}^2)}}{M_k + M_l - \sqrt{(M_k + M_l)^2 - 4 \times (M_k \times M_l - M_{kl}^2)}}$$

$$\alpha = \arctan\left(\frac{M_l - M_k + \sqrt{(M_k + M_l)^2 - 4 \times (M_k \times M_l - M_{kl}^2)}}{2 \times M_{kl}}\right)$$

où α est l'angle entre le grand axe et l'horizontale dans la géométrie METEOSAT et ε l'excentricité (petit axe/grand axe) de l'ellipse.

Si $M_{kl}=0$ alors les équations se simplifient:

$$\varepsilon = \frac{\text{Min}(M_k, M_l)}{\text{Max}(M_k, M_l)} \text{ et } \alpha = 0 \text{ si } M_k < M_l \text{ ou } \alpha = 90^\circ \text{ si } M_k > M_l.$$

Si $M_k=M_l$ et $M_{kl}=0$ on a tout simplement un cercle.

Paramètres radiatifs

En prenant en compte l'ensemble des pixels constituant le SCM on détermine:

- La température moyenne, l'écart-type en température et la température minimum.
- L'histogramme des températures de brillances au pas de 2 K.
- La température moyenne des 5 plus grosses cellules convectives au seuil immédiatement plus froid incluses dans le SCM.

Les SCM du Sahel se propageant généralement vers l'ouest, leur front se situe souvent au niveau du bord ouest. Afin de caractériser le front des SCM on calcule:

- Un test de ciel clair à l'avant du bord ouest du SCM:

$$I_{\text{grd}} = T_1 - T_2$$

où T_1 est la température la plus chaude rencontrée sur les 10 premiers pixels situés à l'avant du bord ouest sur la ligne passant par le centre de masse du SCM. T_2 est la température la plus froide rencontrée sur les 3 premiers pixels situés à l'arrière du bord ouest sur la ligne passant par le centre de masse du SCM. Ce test a pour but de sélectionner les SCM dont le front est très marqué (les lignes de grains notamment).

- Le gradient moyen du bord ouest. Ce gradient est calculé sur une fenêtre de 21 lignes et 11 colonnes. Cette fenêtre est centrée verticalement sur la ligne passant par le centre de masse du SCM. La fenêtre est centrée horizontalement de façon à épouser la forme du front ouest. Le calcul de ce paramètre et du test de ciel clair précédent sont motivés par un but similaire.

Paramètres de localisation

- Position du centre géométrique dans la géométrie METEOSAT (ligne/colonne) et en coordonnées géographiques (latitude/longitude).
- Position du centre géométrique dans la géométrie METEOSAT des 5 plus grosses cellules convectives au seuil immédiatement plus froid incluses dans le SCM. Si le seuil considéré est 213K, le seuil immédiatement plus froid est fixé à 203 K.
- Position du centre de masse dans la géométrie METEOSAT et en coordonnées géographiques. Le poids de chaque pixel dépend de sa température de brillance: $w(k,l) = T_0 - T(k,l) + 1$ où T_0 est la valeur du seuil en température et $T(k,l)$ la température de brillance du pixel. A partir du positionnement du centre de masse, on déduit une vitesse instantanée.
- Position moyenne du bord ouest, calculée comme étant la position moyenne des pixels constituant le bord ouest.
- Date, heure locale et heure TU.

Paramètres additionnels

- Identification du SCM correspondant au seuil immédiatement plus chaud. Comme le suivi des SCM est appliqué de façon indépendante entre les différents seuils en température, cette correspondance n'a de valeur qu'à un instant donné.
- En cas de fusion ou de séparation, les numéros des SCM concernés sont conservés.
- Un code sur la vitesse instantanée indique si le SCM est né spontanément ($v=-2$) ou s'il est issu d'une fusion ($v=-3$). De même, on codifie la vitesse si le SCM se dissipe ($v=-6$) ou s'il fusionne ($v=-9$). D'autres codes sont utilisés pour indiquer le début d'un jeu de données ($v=-1$) ou la fin d'un jeu de données ($v=-7$). Lorsqu'il manque des données de façon raisonnable (moins de 10 images consécutives) et que le module d'interpolation n'a pas fonctionné, un code sur les naissances ($v=-5$) ou les dissipations ($v=-10$) indique que le cycle de vie du système est potentiellement incomplet. Si le manque de données est supérieur à 10 images, on considère que l'on débute un nouveau jeu de données.

Annexe II

Comparaison des climatologies des différentes zones

Dans cette étude, on considère cinq régions distinctes à l'intérieur de la zone couverte par l'imagerie METEOSAT disponible. La **Figure 1** illustre ce découpage. Sur le continent, on distingue quatre zones dont le découpage est justifié par les travaux de Janicot (1992a) qui montrent que les zones Sénégal, Sahel central, Côte d'Ivoire et Cameroun correspondent à quatre régions distinctes de pluviométrie homogène. La délimitation des zones proposée ici est quelque peu différente de celle de Janicot (1992a) afin d'éviter des effets de bord.

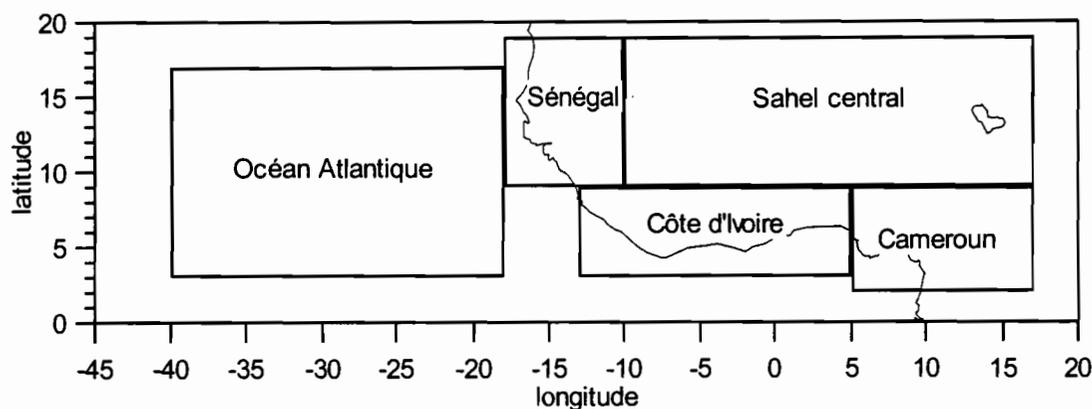


Figure 1: Découpage en cinq zones de la région couverte par les extractions METEOSAT disponibles.

Le nombre d'années disponibles pour la zone océanique se réduit à deux années (98 et 99) ce qui impose de la comparer séparément. En outre, les caractéristiques climatologiques des SCM des quatre zones continentales se réduisent à 9 années. L'année 95 est retirée en raison du manque de données sur 10 jours consécutifs en juillet ainsi que l'année 92 parce que les zones "Cameroun" et "Côte d'Ivoire" ne sont que partiellement couvertes par les données METEOSAT dont on dispose. La période d'étude s'étend du 1^{er} juillet au 14 septembre afin de pouvoir utiliser le plus d'années possible. Cette restriction ne permettra donc d'illustrer que partiellement le cycle saisonnier des deux zones continentales situées au sud de la zone "Sahel central".

III.1 Comparaison des zones continentales

III.1.1 Caractéristiques des SCM

La **Table 1** montre la couverture nuageuse annuelle des SCM sur chacune des zones, la surface des zones et la densité spatiale de couverture nuageuse. Ces résultats généraux fournissent un certain nombre d'indications intéressantes. Au prorata de la surface, il apparaît que la zone Cameroun est celle où la couverture nuageuse au seuil 253 K est la plus importante. Les zones Sahel central et Sénégal viennent ensuite et sont à peu près équivalentes en terme de densité spatiale de couverture nuageuse (la densité sur le Sénégal est 1.3 fois plus importante). La densité de couverture nuageuse est 4 fois moindre sur la zone Côte d'Ivoire que sur la zone Cameroun au seuil 253 K. Au seuil 233 K, la densité de couverture nuageuse est 1.5 fois moindre sur le Cameroun que sur le Sénégal et celle du Sahel 1.2 fois moindre. La densité sur la côte d'Ivoire est 3.3 fois moindre que sur le Sénégal. Au seuil 213 K, la densité de couverture nuageuse est équivalente sur le Sénégal et le Sahel central. La densité de couverture est 1.8 fois et 7 fois plus importante sur le Sénégal que sur les zones Cameroun et Côte

d'Ivoire respectivement. La convection très profonde au sud de 9°N est donc nettement moins importante qu'au nord.

Table 1: Statistiques générales des SCM sur les zones Sahel central, Sénégal, Cameroun et Côte d'Ivoire pour les 3 seuils en température considérés. On a calculé la couverture nuageuse annuelle (km²) des SCM passés sur chacune des zones et la surface de chacune des zones (km²). La densité spatiale de couverture nuageuse (km²/km²) en est ensuite déduite.

	253 K		233 K		213 K		surface
	10 ⁶ km ²	densité	10 ⁶ km ²	densité	10 ⁶ km ²	densité	10 ⁶ km ²
Sahel central	1714	515	876	263	288	87	3,327
Sénégal	654	663	310	314	89	90	0,986
Cameroun	953	921	243	235	51	49	1,035
Côte d'Ivoire	305	229	125	94	17	13	1,331

La **Table 2** montre les seuils sur la durée de vie permettant de séparer les SCM en deux catégories (SCM0 et SCM1) expliquant respectivement 50% de la couverture nuageuse sur une zone donnée et pour un seuil en température donné. Les zones Sahel central et Sénégal sont très similaires. En revanche, la couverture nuageuse sur la zone Côte d'Ivoire est assurée par des SCM de plus faible durée de vie alors que la zone Cameroun correspond à une situation intermédiaire. En somme, la convection est moins organisée au sud de 9°N pendant l'été boréal.

Table 2: Seuils sur la durée de vie utilisés pour séparer les SCM0 et les SCM1. Les SCM0 et les SCM1 expliquent 50% de la couverture nuageuse d'une zone donnée pour un seuil en température donné. Les SCM0 ont une durée de vie inférieure aux seuils indiqués.

seuils (h)	Sahel central	Sénégal	Cameroun	Côte d'Ivoire
253K	35	35	30	22
233K	24	24	16	14
213K	13	12	7	7

La **Table 3** propose un recensement des SCM0 et SCM1 sur les quatre zones. Au prorata de la surface, c'est sur la zone Cameroun que la densité spatiale du nombre de SCM0 (et plus généralement de SCM) est la plus importante, quelque soit le seuil en température considéré. En revanche, la Côte d'Ivoire présente la densité la plus faible pour les seuils 233 K et 213 K. La densité la plus faible au seuil 253 K correspond à la zone Sahel. Pour les SCM1, les densités les plus fortes sont aussi enregistrées sur la zone Cameroun alors que les plus faibles sont généralement localisées sur le Sahel central. Le fait que les SCM1 soient susceptibles de survoler plusieurs zones au cours de leur cycle de vie rend difficile la comparaison des densités et du nombre entre les zones.

Dans cette section, nous n'allons pas reprendre dans le détail l'analyse faite sur le Sahel central. Seules les différences significatives feront l'objet de développements.

Les distributions du nombre, de la fréquence, de la couverture nuageuse et du rayon moyen en fonctions de la durée de vie (à l'identique de la **Figure III-2**, graphes a, b, c, d) sont tout à fait comparables pour les quatre zones (non montré). Comme le suggère la **Table 2**, la couverture nuageuse aux seuils 233 K et 213 K des plus faibles durées de vie est proportionnellement plus

importante sur les zones du sud, et vice versa pour les longues durées de vie. On observe une tendance similaire sur le nombre et la fréquence, bien que ce soit moins flagrant compte tenu de l'ordre de grandeur de ces paramètres. Au seuil 253 K, les zones Cameroun, Sénégal et Sahel ont des distributions fonctions de la durée de vie très semblables alors que la zone Côte d'Ivoire présente les mêmes caractéristiques qu'aux seuils plus froids.

Table 3: Statistiques générales des SCM0 et SCM1 sur les zones Sahel central, Sénégal, Cameroun, Côte d'Ivoire pour les 3 seuils en température considérés. On a recensé le nombre de SCM0 et SCM1 passés sur chacune des zones. La densité spatiale a été ajoutée (nombre/km²).

SCM0	Sahel central		Sénégal		Cameroun		Côte d'Ivoire	
	nombre	densité	nombre	densité	nombre	densité	nombre	densité
253 K	2813	846	970	984	1830	1768	1231	925
233 K	1891	568	733	743	1332	1287	709	533
213 K	1150	346	414	420	472	456	190	143

SCM1	Sahel central		Sénégal		Cameroun		Côte d'Ivoire	
	nombre	densité	nombre	densité	nombre	densité	nombre	densité
253 K	46	13,8	26	26,4	31	30,0	45	33,8
233 K	59	17,7	45	45,6	67	64,7	59	44,3
213 K	70	21,0	40	40,6	60	58,0	23	17,3

Les graphes (a), (c) et (d) de la **Figure 2** permettent une meilleure visualisation en terme de couverture nuageuse des différences de contribution des SCM en fonction de la durée de vie. Au seuil 233 K, les SCM de durée de vie inférieure à 24 heures contribuent pour 50% de la couverture nuageuse sur les zones Sénégal et Sahel central et pour 70% pour les deux autres zones. La similitude au seuil 253 K des zones Sahel, Cameroun et Sénégal apparaît clairement. Aux seuils plus froids, les zones Cameroun et Côte d'Ivoire deviennent proches.

Les graphes (b), (d) et (f) de la **Figure 2** montrent que quelque soit le seuil considéré, les SCM se propagent plus rapidement sur la zone Sahélienne. Cette observation est vraie dans la gamme 2-20 heures, au delà, le nombre de SCM est faible et les moyennes deviennent de ce fait moins robustes. On remarque qu'il s'agit de la première différence notable entre la zone Sénégal et la zone Sahel central. En outre, les SCM au dessus des zones Cameroun et côte d'Ivoire se propagent moins vite en moyenne que les SCM de la zone Sénégal. Par ailleurs, on note que quelque soit la zone, plus le seuil en température est froid, plus la vitesse de propagation est élevée et que les SCM tendent à se propager vers l'ouest.

L'allure des distributions du nombre, de la fréquence et de la couverture nuageuse en fonction du rayon moyen présentées dans le chapitre III pour le Sahel central sont tout à fait comparables pour les quatre zones (non montré). Néanmoins, la couverture nuageuse aux seuils 233 K et 213 K des plus faibles tailles est proportionnellement plus importante sur les zones du sud, et vice versa pour les grands rayons moyens. On observe une tendance similaire sur le nombre et la fréquence. Au seuil 253 K, les zones Cameroun, Sénégal et Sahel ont des distributions en fonction du rayon moyen très semblables alors que la zone Côte d'Ivoire présente les mêmes caractéristiques qu'aux seuils plus froids.

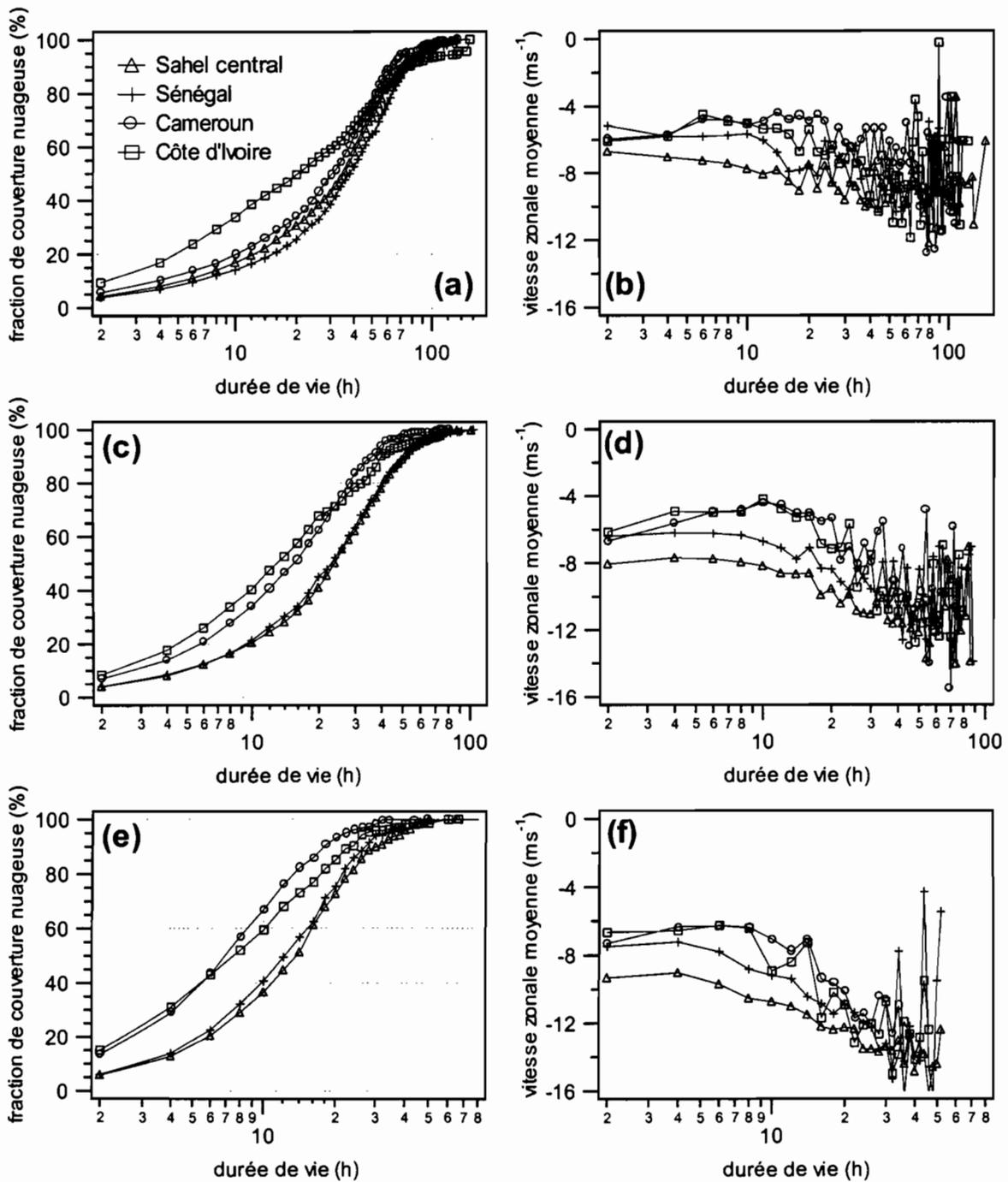


Figure 2: fraction de couverture nuageuse intégrée (%) et vitesse zonale moyenne (m/s) des SCM en fonction de leur durée de vie. De haut en bas nous avons représenté ces distributions pour les seuils 253 K à 213 K. De gauche à droite nous avons représenté la fraction de couverture nuageuse intégrée (a, c, e) et la vitesse zonale moyenne (b, d, f). Chaque graphique se compose de 4 courbes qui correspondent à chacune des 4 zones considérées. Le pas de durée de vie est de 2 heures.

En résumé, quelque soit le seuil en température, la couverture nuageuse de la zone Côte d'Ivoire est associée à des SCM moins organisés (durée de vie, taille et vitesse de propagation plus faibles) que sur la zone Sahel central. La zone Cameroun présente par contre des caractéristiques similaires à celles de la zone Sahel central au seuil 253 K du point de vue de la taille et de la durée de vie des SCM associés à la couverture nuageuse observée. Les SCM se propagent néanmoins moins vite. Par ailleurs, aux seuils plus froids, on tire les mêmes conclusions que pour la zone Côte d'Ivoire.

Enfin, la zone Sénégal présente des caractéristiques similaires en tout points à celles de la zone Sahel, à l'exception de la vitesse de propagation des SCM qui est plus faible en moyenne. La **Figure 3** offre une vision synthétique de ces observations.

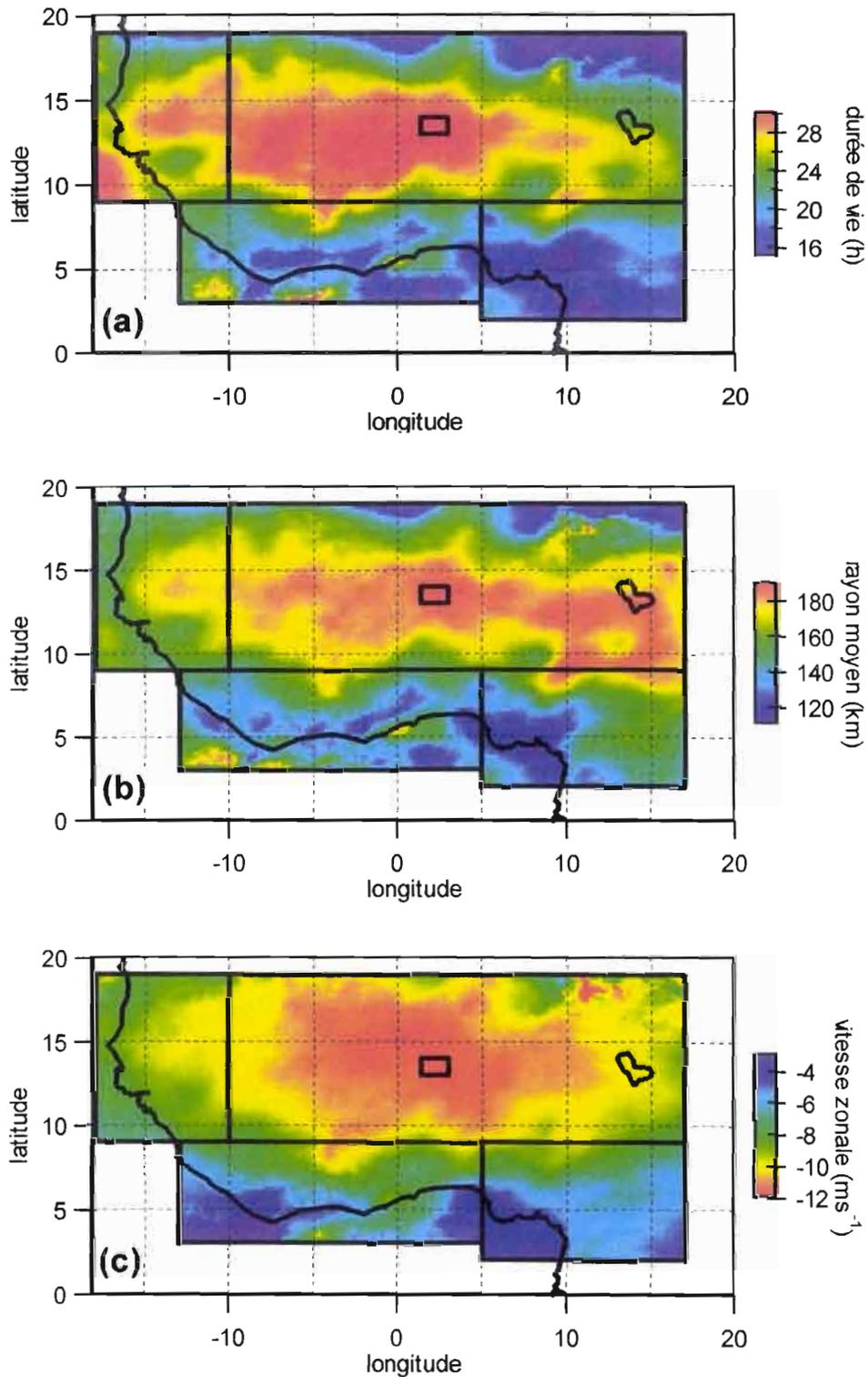


Figure 3: Distributions spatiales de la durée de vie moyenne (a, h), de la taille moyenne (b, km) et de la vitesse zonale moyenne (c, m/s) de la couverture nuageuse au seuil 233 K.

III.1.2 Variations diurnes

La **Figure 4** montre les variations diurnes aux seuils 213 K et 253 K de la couverture nuageuse normalisée des SCM0 et SCM1.

Au seuil 213 K, le seuil sur la durée de vie est de 7 heures pour les zones Cameroun et Côte d'Ivoire et de 12 heures pour les deux autres zones. La couverture nuageuse des SCM0 (graphe a) est maximum à 17H00 pour la zone Cameroun, à 18H00 pour la zone Côte d'Ivoire et à 19H00 pour les deux autres zones. Quelque soit la zone, l'amplitude des variations diurnes de la couverture nuageuse des SCM0 est du même ordre. Les variations de la couverture nuageuse des SCM1 sont pratiquement similaires pour les quatre zones avec un maximum de 20h00 à minuit et un minimum vers midi.

Au seuil 253 K (graphes c et d), les seuils sur la durée de vie sont supérieurs à 20 heures sur toutes les zones. Le cycle diurne des SCM0 est d'amplitude relativement variable selon les zones. L'amplitude la plus forte est observée sur le Sahel et la plus faible correspond à la zone Côte d'Ivoire. En outre, on remarque que les maxima ont lieu deux heures plus tôt dans les zones du sud. Ces deux zones sont par ailleurs caractérisées par un maximum secondaire autour de 3h00. Les variations de la couverture nuageuse des SCM1 sont semblables pour les zones Sahel, Sénégal et Cameroun. La zone Côte d'Ivoire se démarque par un maximum vers 17h00. Ce maximum précoce est principalement dû au fait que les plus petites durées de vie dans les 3 zones similaires se situent au delà de 30 heures alors que le seuil est de 22 heures sur la zone Côte d'Ivoire. Aussi, la distribution tend à se rapprocher de celle des SCM0.

Le graphe (a) de la **Figure 5** montre les variations diurnes des naissances des SCM au seuil 253 K. La zone Cameroun se caractérise par un maximum de naissances à 14H00, soit une heure plus tôt que pour les autres zones. Le fort relief de la zone Cameroun est peut être à l'origine de cette précocité des naissances. Les zones Cameroun et Sahel ont un cycle diurne plus marqué que les deux autres zones et on remarque une recrudescence des naissances entre 2H00 et 3H00 plus nette sur la zone Cameroun que sur les zones Sénégal et Côte d'Ivoire. Cette légère recrudescence est peut être à l'origine du second maxima observé au même seuil sur la couverture nuageuse (**Figure 4**). Une étude plus approfondie des naissances entre 1h00 et 5h00 montre des maxima de naissances nets au niveau des côtes de la Guinée (entre 17W et 10W) et du Nigéria (entre 3E et 10E). Il existe bien entendu des naissances ailleurs, notamment au niveau des reliefs, mais les régions côtières sont celles où l'on observe la plus forte concentration de naissances dans la gamme horaire considérée. Ces maxima sont suffisants pour expliquer le second pic observé sur les zones Sénégal, Cameroun et Côte d'Ivoire au seuil 253 K. Compte tenu de l'échelle spatiale des SCM, il est difficile d'affirmer si le lieu de naissance se situe sur la terre ou l'océan. Les zones côtières citées ont les caractéristiques suivantes:

- Des eaux relativement chaudes sont observées (26 °C en moyenne au mois d'août, Moron, 1994). Les contrastes terre/océan sont donc relativement forts comparé aux reste de la côte du golfe de Guinée et l'ascendance est favorisée.
- Présence de forts reliefs à proximité des zones côtières situées entre 17W et 10W et entre 7.5E et 10E.

Les maxima nocturnes près des côtes peuvent être favorisés par la brise de terre associée aux contrastes thermiques terre/océan. Localement (jusqu'à une dizaine de kilomètres des côtes) cette brise peut favoriser l'ascendance sur l'océan chaud et déstabiliser l'air proche de sa surface par une advection d'air plus frais. Si l'on observe les naissances à 213 K, les maxima nocturnes près des côtes sont nettement moins marqués. L'absence du réchauffement diurne ne permettrait donc pas une convection très profonde.

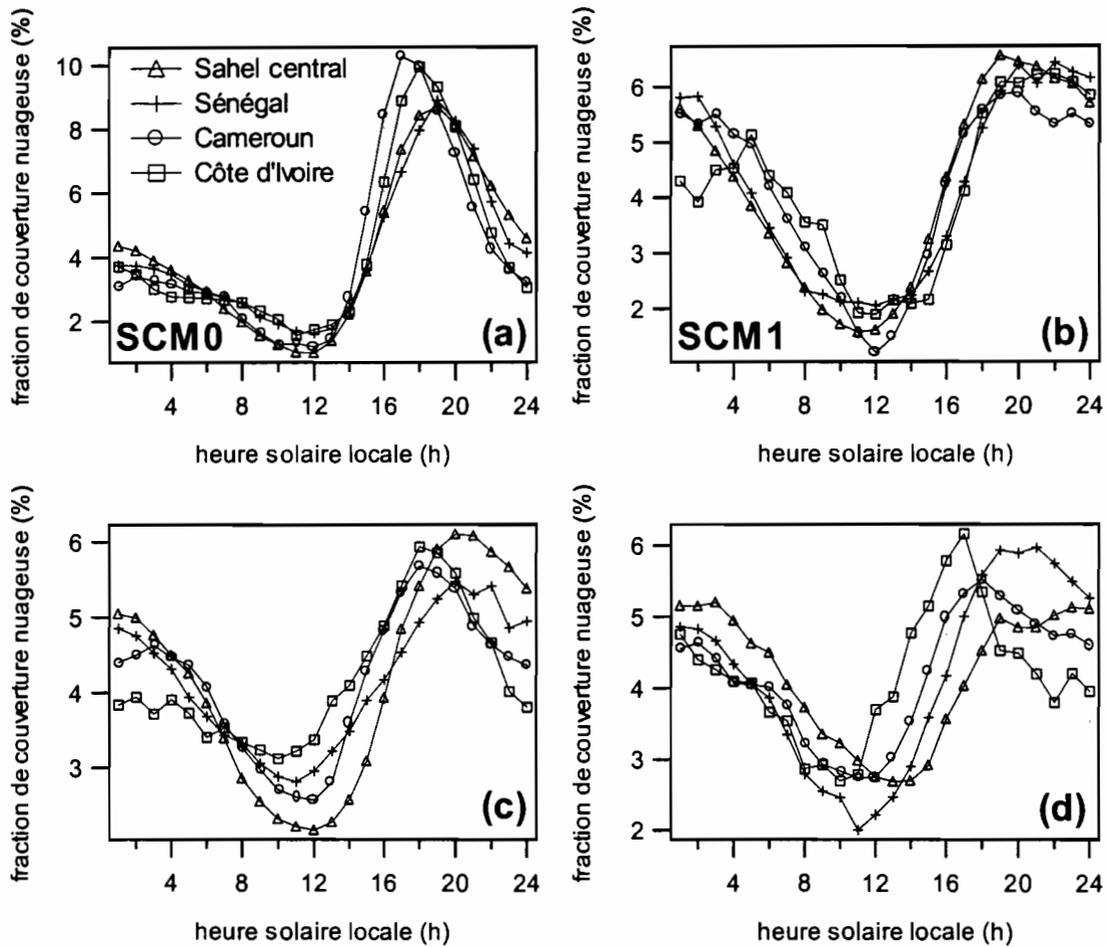


Figure 4: variations diurnes de la fraction de couverture nuageuse aux seuils 213 K (a, b) et 253 K (c, d). De gauche à droite on a représenté les graphes correspondant aux SCM0 et SCM1. Chaque graphique se compose de 4 courbes qui correspondent à chacune des 4 zones considérées et la résolution en abscisse est de 1 heure.

L'observation des naissances en pleine journée montre aussi des maxima le long des côtes. On peut cette fois les attribuer au réchauffement solaire, au relief, et éventuellement à la brise de mer. Notons qu'à 213 K, les maxima côtiers en journée sont nettement plus marqués que la nuit, probablement du fait du réchauffement radiatif.

Le graphe (c) illustre les variations diurnes des divisions. Pour les quatre zones, l'allure du cycle est approximativement la même avec deux maxima, l'un vers 20H00 et l'autre vers 4H00. Pour ces quatre zones, les naissances sont prépondérantes entre 13H00 et 18H00 environ et inversement le reste du temps.

Le graphe (b) montre les dissipations des SCM. L'allure des variations diurnes des dissipations est similaire pour les quatre zones avec deux maxima, l'un vers 20H00 et l'autre vers 4H00. Les dissipations et les divisions suivent un cycle très proche. Comme on le montrera au chapitre IV, les divisions sont le plus souvent liées à un affaiblissement de l'activité convective et sont ainsi annonciatrices des dissipations. En outre, on remarque un pic vers 6H00 sur la zone Cameroun à mettre en rapport avec les naissances qui ont lieu entre 2H00 et 3H00.

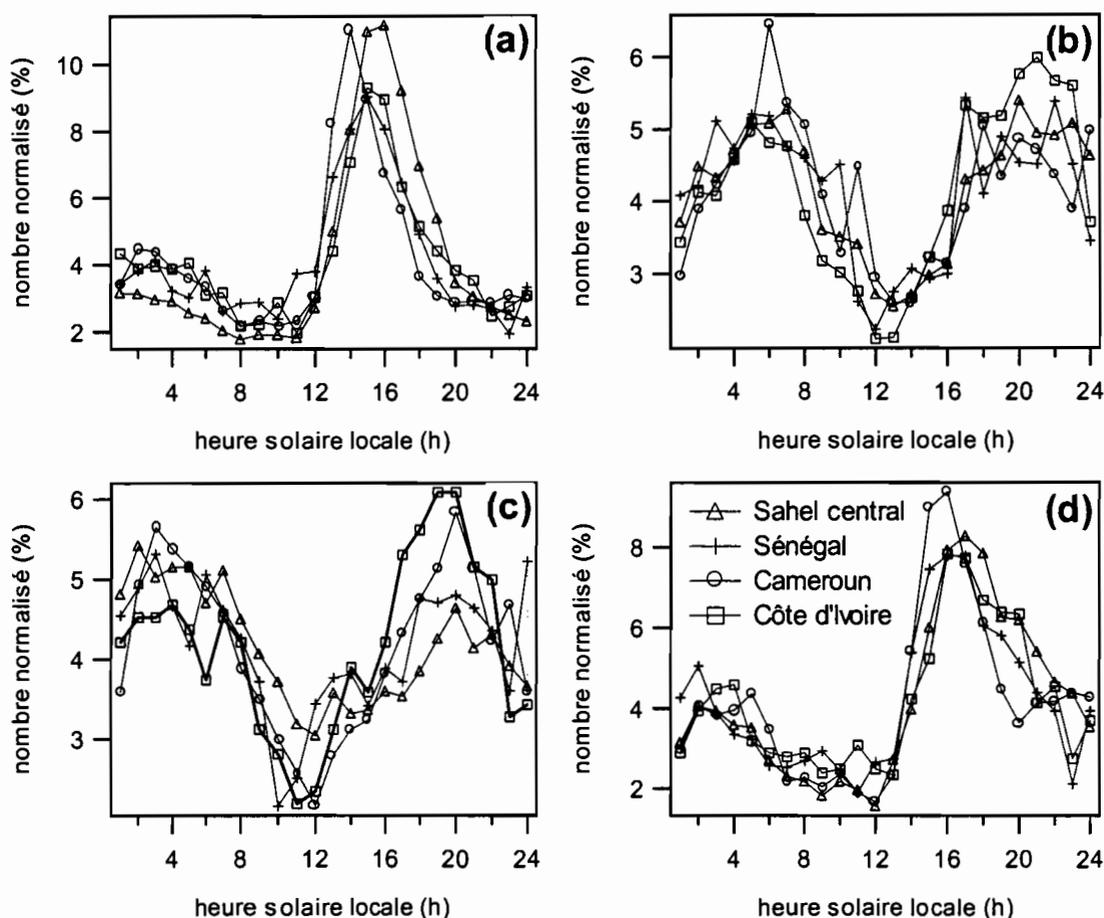


Figure 5: Variations diurnes des naissances (a), dissipations (b), divisions (c) et fusions (d) des SCM au seuil 253 K. Chaque graphique se compose de 4 courbes qui correspondent à chacune des 4 zones considérées et la résolution en abscisse est de 1 heure.

Le cycle diurne des fusions (graphe (d)) présente un maxima légèrement plus précoce sur la zone Cameroun, mais dans l'ensemble, les distributions sont similaires pour les quatre zones avec un maximum autour de 16H00. La légère précocité des fusions sur la zone Cameroun est probablement liée au fait que les naissances sont aussi plus précoces.

La Figure 6 est l'identique de la Figure 5 au seuil 213 K. Le graphe (a) montre les variations diurnes des naissances spontanées. Les distributions des naissances des quatre zones sont très similaires. On note une légère précocité du maxima des naissances sur la zone Cameroun qui est atteint vers à 15H00 au lieu de 16H00 pour les trois autres zones. En outre, il n'y a pas de recrudescence nette des naissances entre 2H00 et 3H00. On observe pourtant des maxima de naissances au niveau des côtes de Guinée et du Nigeria entre 1h00 et 5h00 mais ils sont nettement moins marqués qu'au seuil 253 K, ce qui explique que l'on ne les voit pas dans les distributions de la Figure 6.

Le graphe (b) montre les variations diurnes des dissipations. Une légère précocité est encore observable sur la zone Cameroun. Le cycle diurne est moins marqué sur le Sénégal mais dans l'ensemble les distributions sont similaires.

Les graphes (c) et (d) montrent les variations diurnes des divisions et des fusions. Les mêmes commentaires que ceux du graphe (a) peuvent être faits. On note que le cycle atypique des divisions au seuil 253 K n'existe pas au seuil 213 K. On observe néanmoins un pic bizarre vers 1H00 sur la zone Côte d'Ivoire. Le nombre de divisions à ce seuil et sur cette zone n'est pas suffisant pour accorder une

réalité statistique à ce pic (26 en moyenne par an, 10% en représente donc 2.6 en moyenne annuelle pour 1H00).

Enfin, notons que les variations diurnes au seuil 233 K sont similaires à ce que l'on observe au seuil 213 K.

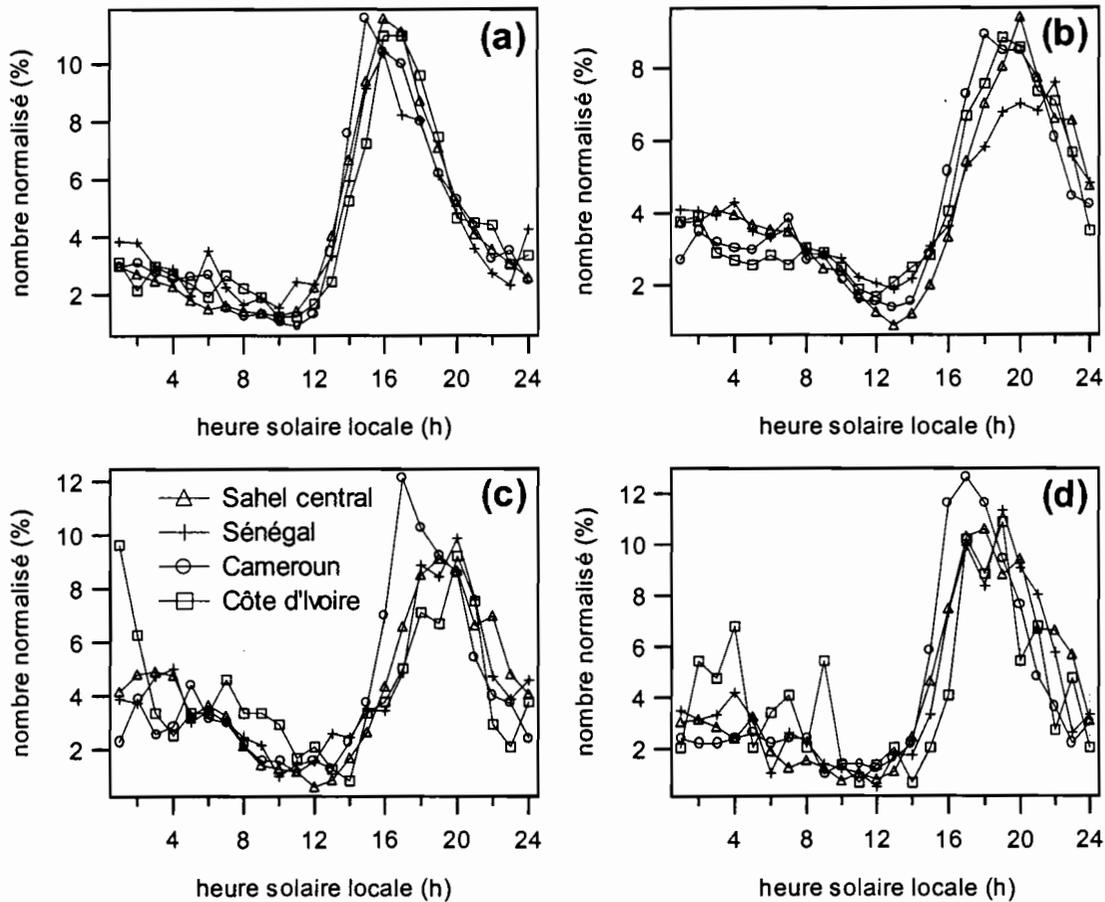


Figure 6: Variations diurnes des naissances (a), dissipations (b), divisions (c) et fusions (d) des SCM au seuil 213 K. Chaque graphique se compose de 4 courbes qui correspondent à chacune des 4 zones considérées et la résolution en abscisse est de 1 heure.

III.1.3 Variations saisonnières

On peut observer dans la **Figure 7** les variations saisonnières du nombre de SCM0 et SCM1 pour les quatre zones et pour les seuils 253 K et 213 K. Les résultats au seuil 233 K se situent entre ces deux seuils extrêmes.

Les variations saisonnières du nombre de SCM0 sont peu marquées au seuil 253 K sur les zones Sahel, Sénégal et Cameroun comparé à la zone Côte d'Ivoire. Ce nombre tend néanmoins à augmenter en août, notamment pour la zone Sénégal. Sur la zone Côte d'Ivoire, on observe une modulation saisonnière du nombre relativement forte comparé aux autres zones. Cette modulation est le résultat de la petite saison sèche qui se caractérise par une chute du nombre de SCM0 entre juillet et août. On observe une augmentation du nombre de SCM0 entre la fin août et le début septembre, annonçant la seconde saison humide.

Au seuil 213 K, les variations saisonnières sont nettement plus marquées qu'à 253 K sur les zones du sud. Contrairement à ce que l'on observe au seuil 253K, le nombre de SCM0 au seuil 213 K de la zone Cameroun subit l'influence de la petite saison sèche. En revanche, les zones du nord présentent une modulation saisonnière à 213 K très proche de celle observée à 253 K.

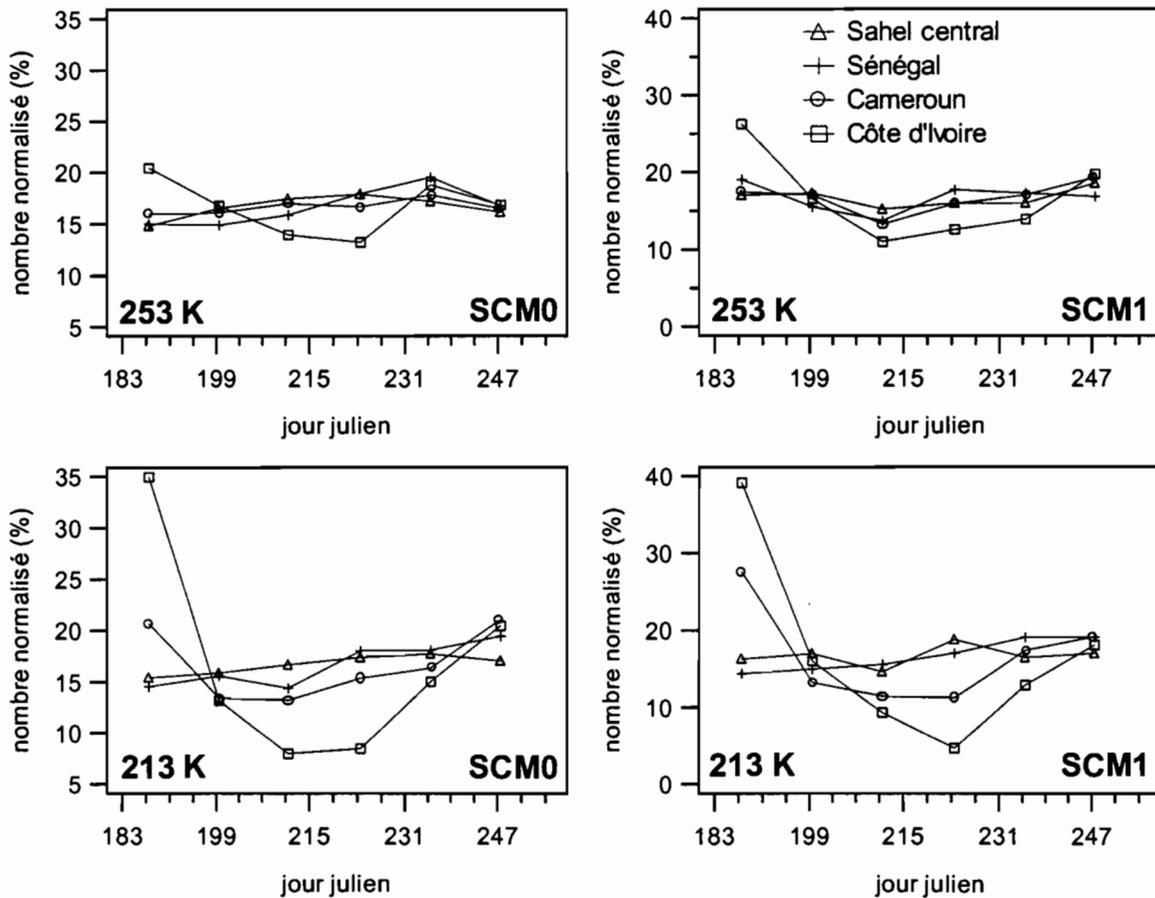


Figure 7: Variations saisonnières du nombre normalisé de SCM0 et SCM1 aux seuils 253 K et 213 K. Chaque graphique se compose de 4 courbes qui correspondent à chacune des 4 zones considérées et la résolution en abscisse est de 12 jours.

Enfin, à l'exception de l'effet de la petite saison sèche qui est proportionnellement plus important pour les SCM1, les variations saisonnières des SCM1 sont similaires à celles des SCM0.

La **Figure 8** montre les variations saisonnières de la couverture nuageuse aux seuils 253 K et 213 K pour les SCM0 et SCM1. Le seuil 233 K n'est pas représenté, il correspond à une situation intermédiaire.

La couverture nuageuse à 253 K des SCM0 sur les zones Sahel et Cameroun varie relativement peu. En revanche, sur le Sénégal, la couverture nuageuse augmente assez nettement à partir du mois d'août. Sur la zone Côte d'Ivoire, on observe encore l'influence de la petite saison sèche. Au seuil 213 K, les variations sont similaires et d'amplitude comparable à celles du seuil plus chaud pour les zones Sahel et Sénégal. En revanche, on observe l'influence de la petite saison sèche sur la zone Cameroun et l'amplitude des variations de la zone Côte d'Ivoire est plus importante à ce seuil. D'une manière générale, les variations de la couverture nuageuse sont assez bien corrélées à celles du nombre, ce qui signifie que la taille des SCM0 varie relativement peu et/ou que les variations de la taille sont en phase avec celles du nombre.

Sur le Sahel et la Côte d'Ivoire, les variations saisonnières de la couverture nuageuse à 253 K des SCM1 sont plus marquées que celle des SCM0. En moyenne, on observe deux fois plus de

couverture nuageuse sur le Sahel à la mi-août qu'au début de juillet. Sur le Cameroun et le Sénégal, ces variations sont plus faibles. A 213 K, les variations sont plus nettes. Il y a un facteur 2 entre la mi-août et début septembre sur le Sahel. Sur le Sénégal, on observe un facteur 2 entre le début du mois d'août et le début de septembre. Sur les zones du sud, les variations sont encore plus fortes. En outre, on remarque que la corrélation entre le nombre et la couverture nuageuse n'est pas toujours très bonne. Il existe donc une modulation de la taille des SCM1, au cours de la saison. Pour mieux la mettre en évidence, nous avons calculé le rayon moyen en divisant la couverture nuageuse d'un SCM par sa durée de vie. On obtient ainsi la taille moyenne d'un SCM en fonction de la saison. Les résultats sont présentés dans la **Figure 9**.

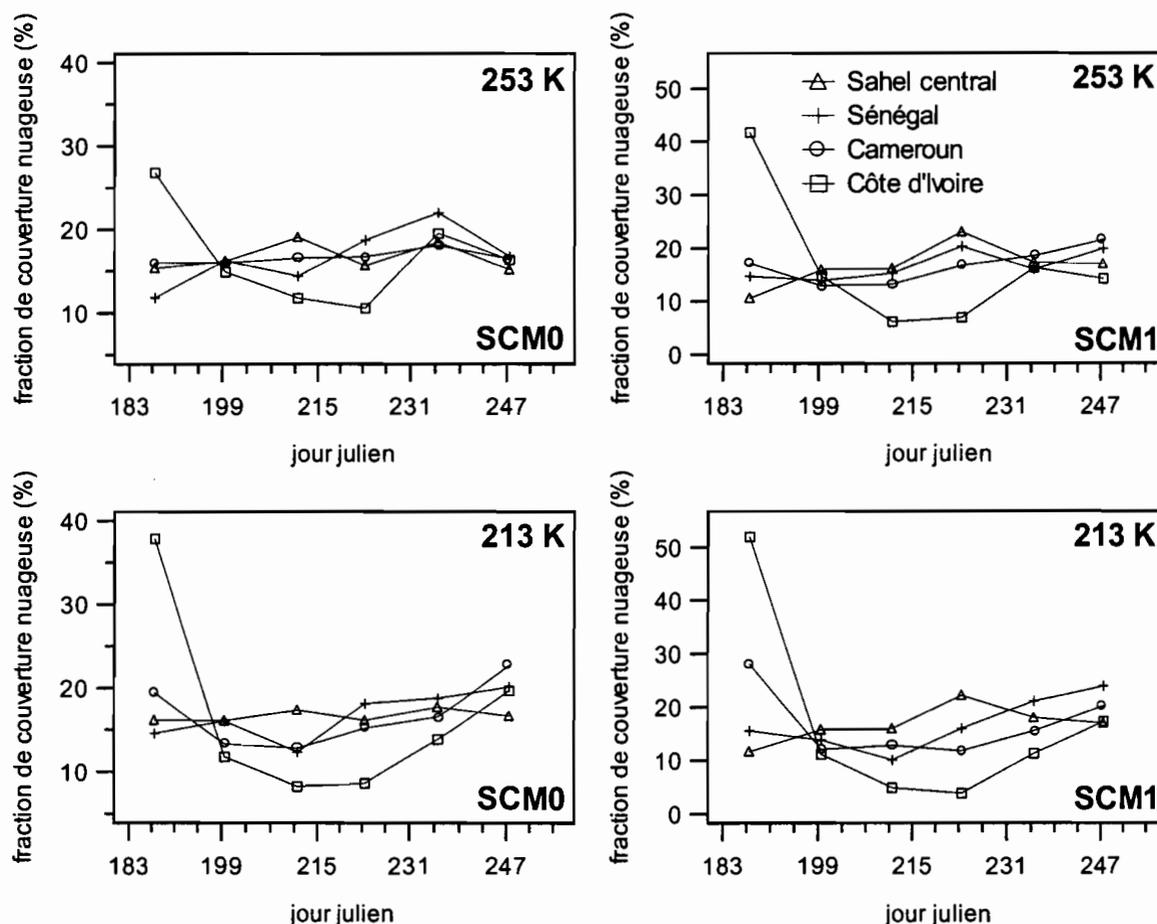


Figure 8: Variations saisonnières de la fraction de couverture nuageuse des SCM0 et SCM1 aux seuils 253 K et 213 K. Chaque graphique se compose de 4 courbes qui correspondent à chacune des 4 zones considérées et la résolution en abscisse est de 12 jours.

La **Figure 9** montre que les variations de la taille moyenne des SCM avec la saison ne sont pas toujours négligeables. Par exemple, l'amplitude des variations de la taille moyenne des SCM0 de la zone Sénégal et de la zone Côte d'Ivoire peut atteindre 20 km au seuil 253 K. Les variations sont moindres pour les zones Cameroun et Sahel. Au seuil 213 K, les variations de la taille moyenne des SCM0 sont négligeables.

Les variations de la taille moyenne sont surtout visibles pour les SCM1. A 253 K, la taille des SCM1 sur la zone Côte d'Ivoire peut varier de 100 km entre juillet et août! Sur les autres zones et au même seuil, l'amplitude maximale de variation est de l'ordre de 50 km. La taille est maximale en août pour le Sahel et le Cameroun, et en septembre pour le Sénégal. Au seuil 213 K, ces variations sont plus faibles. On observe une amplitude maximale de l'ordre de 20 km sur la plupart des régions à l'exception de la zone Cameroun où les variations sont négligeables. Au Sahel, la taille des SCM est

maximale en août et minimale en juillet. Au Sénégal, on observe un minimum marqué début août et un maximum début septembre. Sur la Côte d'Ivoire, le minimum est début août et le maximum début juillet.

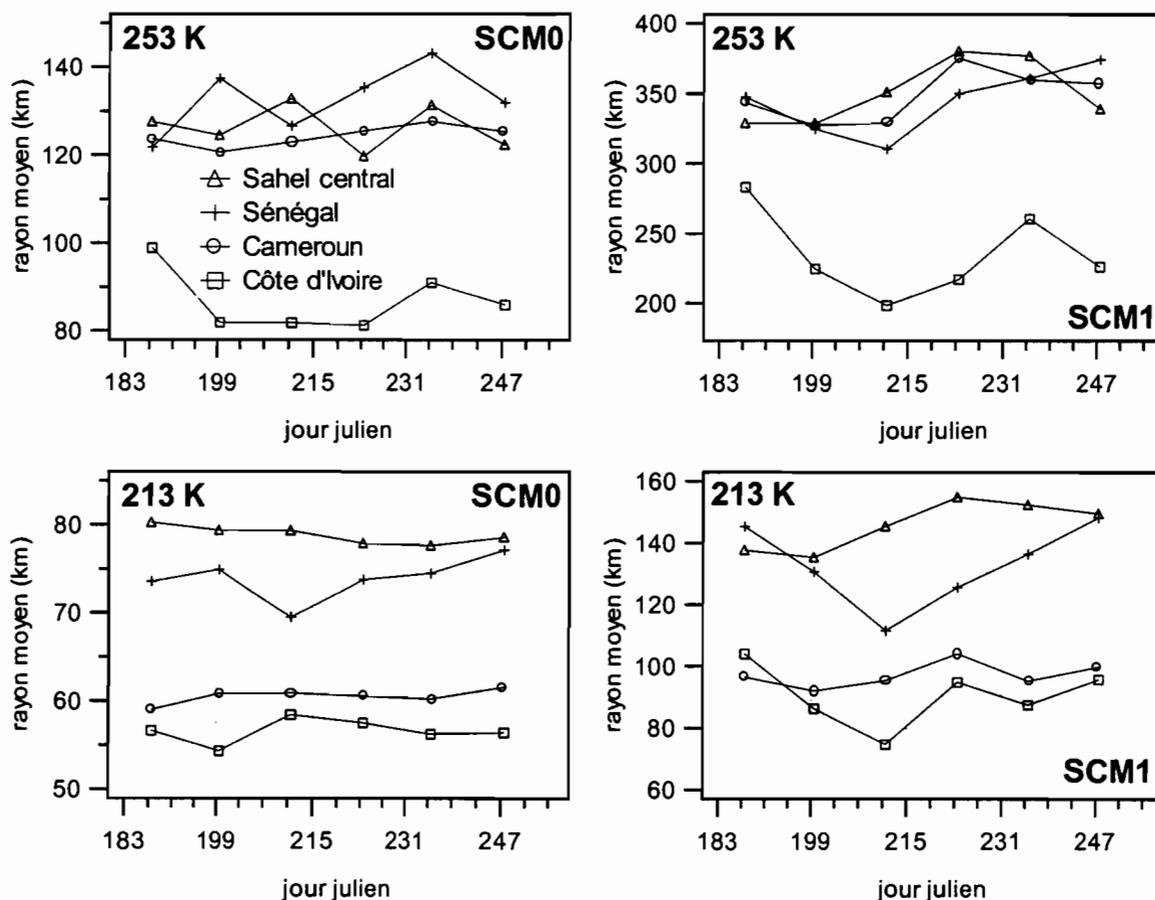


Figure 9: Variations saisonnières du rayon moyen des SCM0 et SCM1 aux seuils 253 K et 213 K. Chaque graphique se compose de 4 courbes qui correspondent à chacune des 4 zones considérées et la résolution en abscisse est de 12 jours.

Enfin, on remarque que la taille moyenne des SCM au seuil 253 K est du même ordre sur les zones Sahel, Sénégal, Cameroun. En revanche, les SCM sont nettement plus petits sur la zone Côte d'Ivoire. Au seuil 213 K, la taille des SCM des zones du sud sont cette fois du même ordre et nettement inférieures à celles enregistrées dans les zones du nord.

III.2 Comparaison de la zone Sahel central et de la zone Océanique

Compte tenu des données dont on dispose au dessus de l'océan, l'étude se restreint aux années 98 et 99 sur la période allant du 1^{er} juillet au 14 septembre.

III.2.1 Caractéristiques des SCM

Table 4: Couverture nuageuse annuelle moyenne (km²) sur les zones Sahel central et Océan pour les seuils 253 K, 233 K, et 213 K. La surface de chacune des zones est indiquée ainsi que la densité spatiale de couverture nuageuse qui en est déduite.

	253 K		233 K		213 K		surface
	10 ⁶ km ²	densité	10 ⁶ km ²	densité	10 ⁶ km ²	densité	10 ⁶ km ²
Sahel central	2150	646	1087	327	381	115	3,327
Océan	1866	492	801	211	121	32	3,795

La **Table 4** montre que quelque soit le seuil, la couverture nuageuse sur la période considérée est plus importante sur le Sahel central que sur l'océan. La densité de couverture est 1.2, 1.3 et 3.6 fois plus importante sur le Sahel central que sur l'océan pour les seuils 253 K, 233 K et 213 K respectivement.

Table 5: Seuils sur la durée de vie utilisés pour séparer les SCM0 et les SCM1. Ces deux catégories de SCM expliquent chacune 50% de la couverture nuageuse à un seuil en température donné. Les SCM0 ont une durée de vie inférieure au seuil.

seuils (h)	Sahel central	Océan
253K	35	54
233K	24	28
213K	13	14

Table 6: Nombre annuel moyen de SCM0 et de SCM1 sur les zones Sahel central et Océan pour les 3 seuils en température considérés. On a recensé le nombre de SCM0 et SCM1 passés sur chacune des zones. La densité spatiale du nombre a été ajoutée.

	SCM0				SCM1			
	Sahel central		Océan		Sahel central		Océan	
	nombre	densité	nombre	densité	nombre	densité	nombre	densité
253 K	3287	988	2774	731	51	15,3	25	6,6
233 K	2215	666	2097	553	74	22,2	58	15,3
213 K	1383	416	678	177	93	27,9	44	11,6

La **Table 5** montre les seuils sur la durée de vie utilisés pour séparer les SCM en deux catégories expliquant chacune 50% de la couverture nuageuse à un seuil en température donné. Ces

seuils nous indiquent que les SCM1 au seuil 253 K peuvent avoir une durée de vie nettement plus importante sur l'océan que sur le Sahel. Aux autres seuils, la différence est moindre.

La **Table 6** montre que le nombre de SCM0 et de SCM1 est plus important sur la zone Sahélienne que sur l'océan. Ce résultat est particulièrement vrai au seuil 213 K, indiquant que la convection très profonde est plus rare au dessus de l'eau. Cette tendance est encore plus nette en terme de densité spatiale du nombre de SCM.

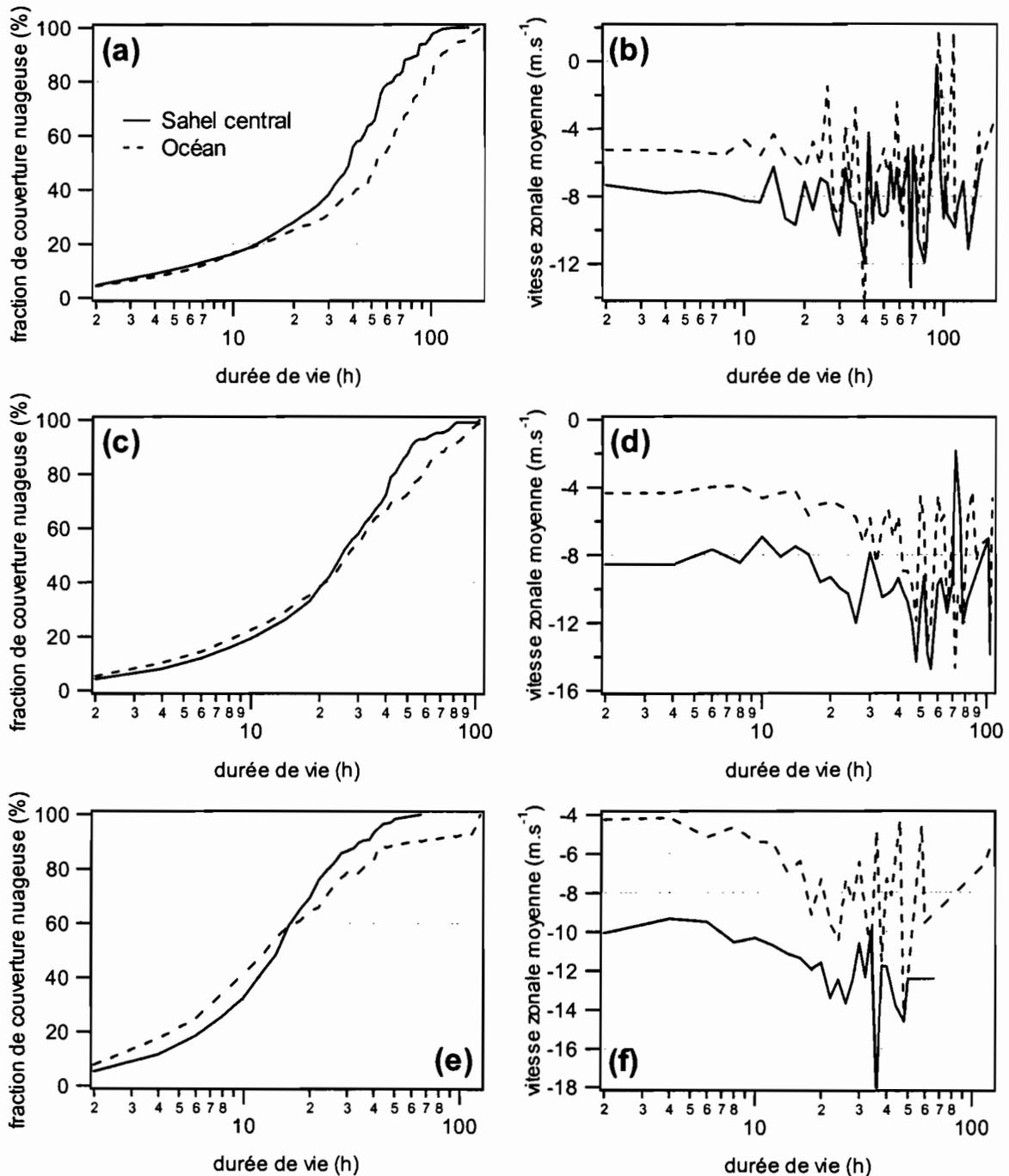


Figure 10: fraction de couverture nuageuse intégrée (%) et vitesse zonale moyenne (m/s) des SCM en fonction de leur durée de vie. De haut en bas on a représenté ces distributions pour les seuils 253 K à 213 K. De gauche à droite on a représenté la fraction de couverture nuageuse intégrée (a, c, e) et la vitesse zonale moyenne (b, d, f). Chaque graphique se compose de 2 courbes qui correspondent à chacune des 2 zones considérées. Le pas de durée de vie est de 2 heures.

Les distributions du nombre, de la fréquence, de la couverture nuageuse et du rayon moyen en fonction de la durée de vie sont similaires pour les deux zones à celles présentées sur 10 années pour le Sahel central dans le chapitre III. Il en est de même des distributions en fonction du rayon moyen (non montré).

Les graphes a, b, et c de la **Figure 10** montrent la couverture nuageuse intégrée en fonction de la durée de vie pour les seuils 253 K à 213 K. Ces distributions sont similaires entre l'Océan et le Sahel central pour les trois seuils. Les faibles différences observées se situent principalement dans les classes de très longue durée de vie. Ces différences ne sont pas significatives compte tenu du faible nombre de cas observés dans la gamme des durées de vie supérieures à la journée.

Une des différences majeures entre les deux zones est illustrée par les graphes b, d et f. Dans les deux zones, les SCM tendent à se propager vers l'ouest, mais les vitesses de propagations observées sont nettement plus faibles sur l'océan que sur le Sahel central. En outre, on note que les vitesses au seuil 213 K sur le Sahel sont nettement plus importantes en moyenne comparé aux seuils plus chauds. En revanche, cette observation est beaucoup moins évidente sur l'océan.

III.2.2 Variations diurnes

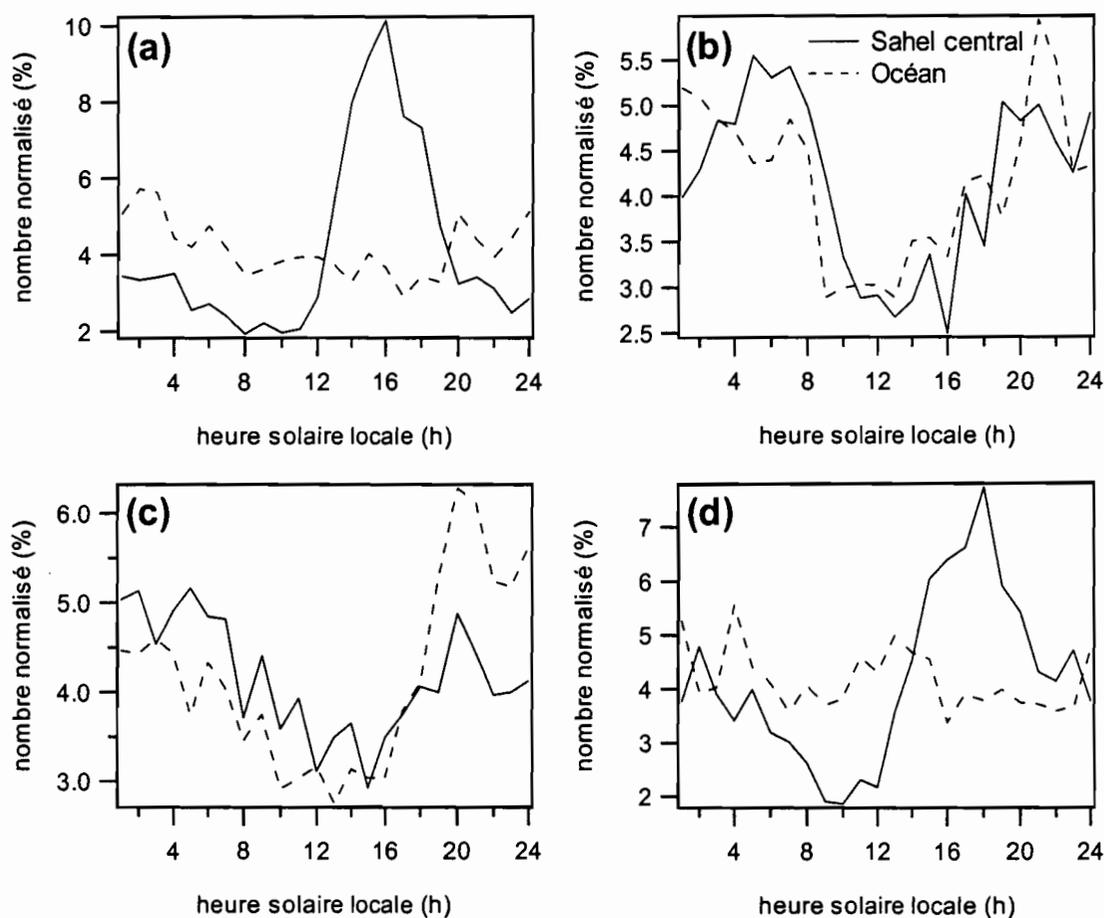


Figure 11: Variations diurnes du nombre de naissances (a), de dissipations (b), de divisions (c) et de fusions (d) des SCM au seuil 253 K. Chaque graphe comporte deux courbes correspondant aux zones Sahel central et Océan et la résolution en abscisse est de 1 heure.

On porte une attention particulière aux variations diurnes des zones Océan et Sahel central. Les propriétés radiatives de surface sont radicalement différentes entre les deux milieux et on a l'opportunité d'en étudier les impacts sur la convection.

Le graphe (a) de la **Figure 11** montre les variations diurnes des naissances des SCM sur les zones Sahel central et Océan au seuil 253 K. Les naissances sur la zone Sahel, comme on l'a déjà vu précédemment, sont fortement corrélées au réchauffement solaire avec un maximum autour de 16H00. Par contre, sur la zone océanique il n'existe pas d'heure solaire nettement plus propice au déclenchement de la convection. On remarque cependant plus de naissances entre 20H00 et 6H00.

Le graphe (b) montre les variations diurnes des dissipations. Ces variations sont assez similaires entre les deux zones avec les plus fortes valeurs enregistrées entre 20H00 et 6H00. On observe à peu près le même comportement avec les divisions (graphe (c)). Notons que l'amplitude des variations diurnes des dissipations et des divisions sont du même ordre que celles des naissances sur l'océan. Cela n'apparaît pas nettement car les échelles sont différentes.

Le graphe (d) montre les variations diurnes des fusions. Les variations sur la zone Sahélienne sont influencées par le réchauffement solaire (à cause de l'impact du réchauffement solaire sur les naissances). De la même manière, le cycle diurne des fusions est corrélé avec celui des naissances sur l'océan.

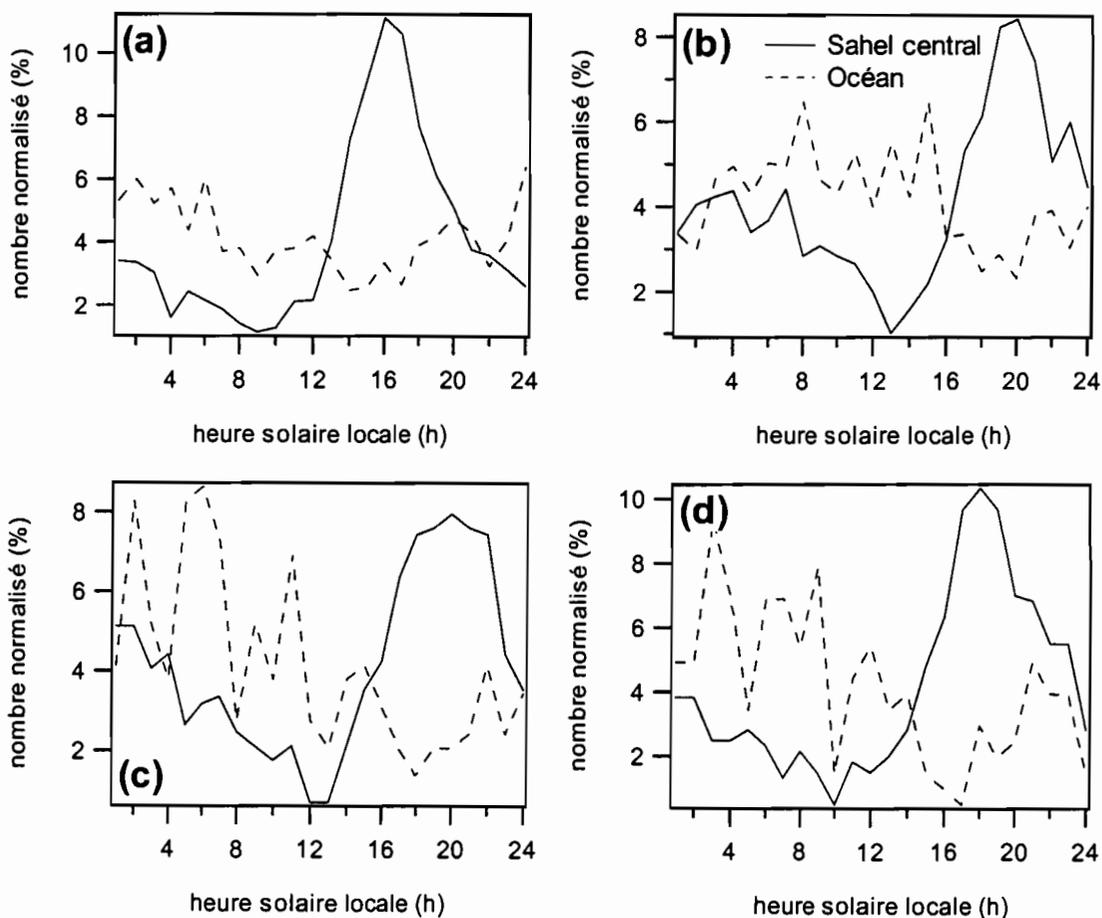


Figure 12: Variations diurnes du nombre de naissances (a), de dissipations (b), de divisions (c) et de fusions (d) des SCM au seuil 213 K. Chaque graphe comporte deux courbes correspondant aux zones Sahel central et Océan et la résolution en abscisse est de 1 heure.

La **Figure 12** est l'identique de la figure précédente au seuil 213 K. Les variations diurnes des naissances sont très marquées sur le Sahel avec un pic à 16H00. Sur l'océan, le cycle diurne des naissances est relativement faible, elles sont néanmoins plus fréquentes entre 20H00 et 6H00. L'amplitude de la modulation est toutefois significative puisque le maximum est 3 fois plus important que le minimum. La distribution du nombre de dissipations a sensiblement changé par rapport au seuil 253 K avec un peu moins de deux fois plus de dissipations entre 3H00 et 15H00 qu'entre 16H00 et 2H00. Les variations diurnes des divisions sont toujours corrélées avec celles des dissipations, mais le manque d'événements entraîne un certain bruitage des distributions. Le même commentaire peut être fait entre les fusions et les naissances. Enfin, notons que les résultats au seuil 233 K se situent à mi-chemin entre les seuils 213 K et 253 K (non montré).

La plus grande capacité calorifique de l'océan entraîne une certaine inertie qui implique une moindre réponse au réchauffement solaire. Les variations diurnes des naissances sont ainsi nettement moins marquées sur l'océan que sur la zone Sahélienne. En outre, contrairement à la zone Sahélienne, la période nocturne est plus propice au déclenchement de la convection sur l'océan.

Le graphe (a) de la **Figure 13** montre les variations de couverture nuageuse des SCM0. Les SCM0 ont des durées de vie inférieures à 35 heures et 54 heures pour les zones Sahel central et Océan respectivement.

Sur la zone Sahélienne, la couverture nuageuse des SCM0 subit de fortes variations diurnes liées au réchauffement solaire avec un maximum vers 20H00. Le cycle diurne observé est un peu bruité par rapport au cycle que l'on avait obtenu sur un plus grand nombre d'années. Les fluctuations de couverture nuageuse sont le résultat de la convolution des variations de la fréquence (graphe (c)) et du rayon moyen des SCM (graphe (e)). Si l'on avait regardé le cycle diurne des SCM de durée de vie inférieure à 24 heures on aurait montré que la fréquence de présence contrôle le cycle de la couverture nuageuse. Avec des durées de vie plus importantes on se retrouve avec un comportement mitigé.

Sur la zone océanique, la couverture nuageuse des SCM0 varie peu en fonction du réchauffement solaire. Ces faibles variations sont le résultat des faibles variations de la fréquence de présence en opposition de phase avec les variations du rayon moyen. On remarque par ailleurs que les variations du rayon moyen sur l'océan sont en opposition de phase par rapport à celles sur le Sahel avec un maximum vers 16H00.

Pour les SCM1, les variations de la fréquence de présence sont très faibles (graphe (d)). En conséquence, ce sont les variations diurnes du rayon moyen (graphe(f)) qui contrôlent les variations de couverture nuageuse (graphe (b)). Les variations du rayon des SCM sont d'amplitude comparable sur le Sahel et sur l'océan. En revanche, si le rayon moyen atteint son maximum vers 16H00 sur l'océan, c'est entre 18H00 et 6H00 que le rayon moyen est le plus important sur le Sahel.

En définitive, les variations de couverture nuageuse sur l'océan au seuil 253 K sont fortement liées aux variations de la taille des SCM et peu à celles du nombre de SCM. Sur le continent, elles sont à la fois liées aux variations du nombre et de la taille des SCM. Les variations de couverture nuageuse sur l'océan sont similaires à celles de Fu et al. (1990) obtenues dans la région de l'expérience TOGA COARE. Ils ont séparé les parties convectives et stratiformes des SCM en combinant des images satellites du canal visible et du canal infrarouge. Les variations obtenues au seuil 253 K sont similaires à celles de Fu et al. (1990) lorsqu'ils ne considèrent que la partie stratiforme.

Le graphe (a) de la **Figure 14** montre les variations de couverture nuageuse des SCM0 au seuil 213 K. Les SCM0 ont des durées de vie inférieures à 14 heures pour les deux zones. Sur la zone Sahélienne, la couverture nuageuse des SCM0 subit de fortes variations diurnes avec un maximum vers 18H00. Les fluctuations de couverture nuageuse traduisent principalement les variations de la fréquence (graphe (c)) car les variations du rayon moyen sont très faibles. Sur la zone océanique, la couverture nuageuse des SCM0 est plus importante la nuit avec un maximum vers 6h00. Les variations du rayon moyen étant faibles, c'est principalement les variations du nombre de SCM0 qui expliquent celles de la couverture nuageuse.

Pour les SCM1, les variations diurnes sont similaires à celles observées pour les SCM0. On note que les variations du rayon moyen sont nettement plus fortes sur le Sahel. Sur l'océan, les variations du rayon moyen des SCM1 sont pratiquement négligeables.

En définitive, les variations de couverture nuageuse au seuil 213 K sur l'océan comme sur le Sahel sont fortement liées aux variations du nombre des SCM et peu à celles de la taille des SCM. Néanmoins, sur le Sahel, les SCM voient leur taille propre plus modulée que sur l'océan. Les variations de la couverture nuageuse sur l'océan au seuil 213 K sont similaires à celles de Fu et al. (1990) lorsqu'ils ne considèrent que la partie convective des SCM.

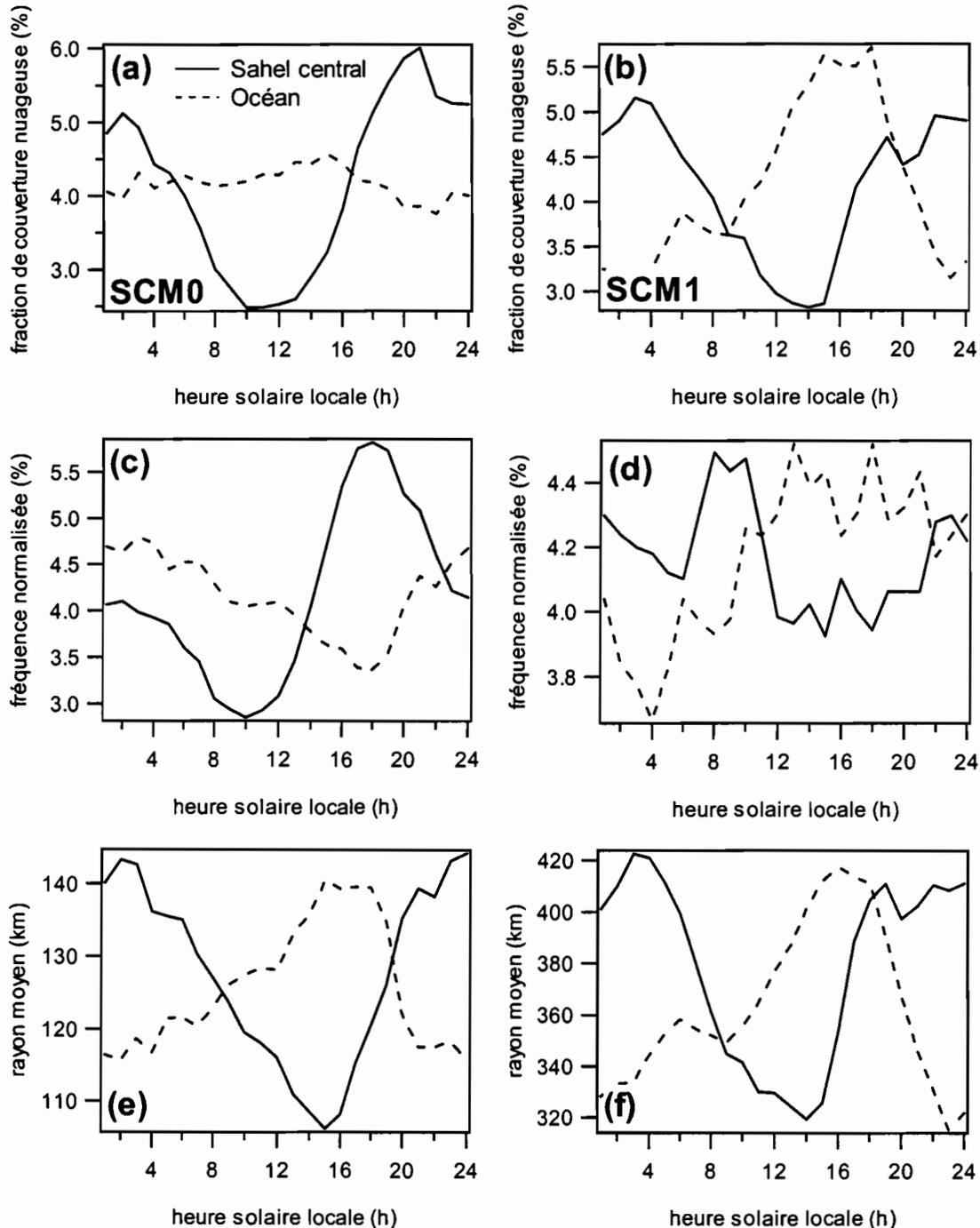


Figure 13: Variations diurnes de la fraction de couverture nuageuse (%), de la fréquence normalisée (%) et du rayon moyen (km) des SCM0 et SCM1 au seuil 253 K. Les graphes de gauche correspondent aux SCM0 et ceux de droite aux SCM1. Chaque graphe comporte deux courbes correspondant aux zones Sahel central et Océan et la résolution en abscisse est de 1 heure.

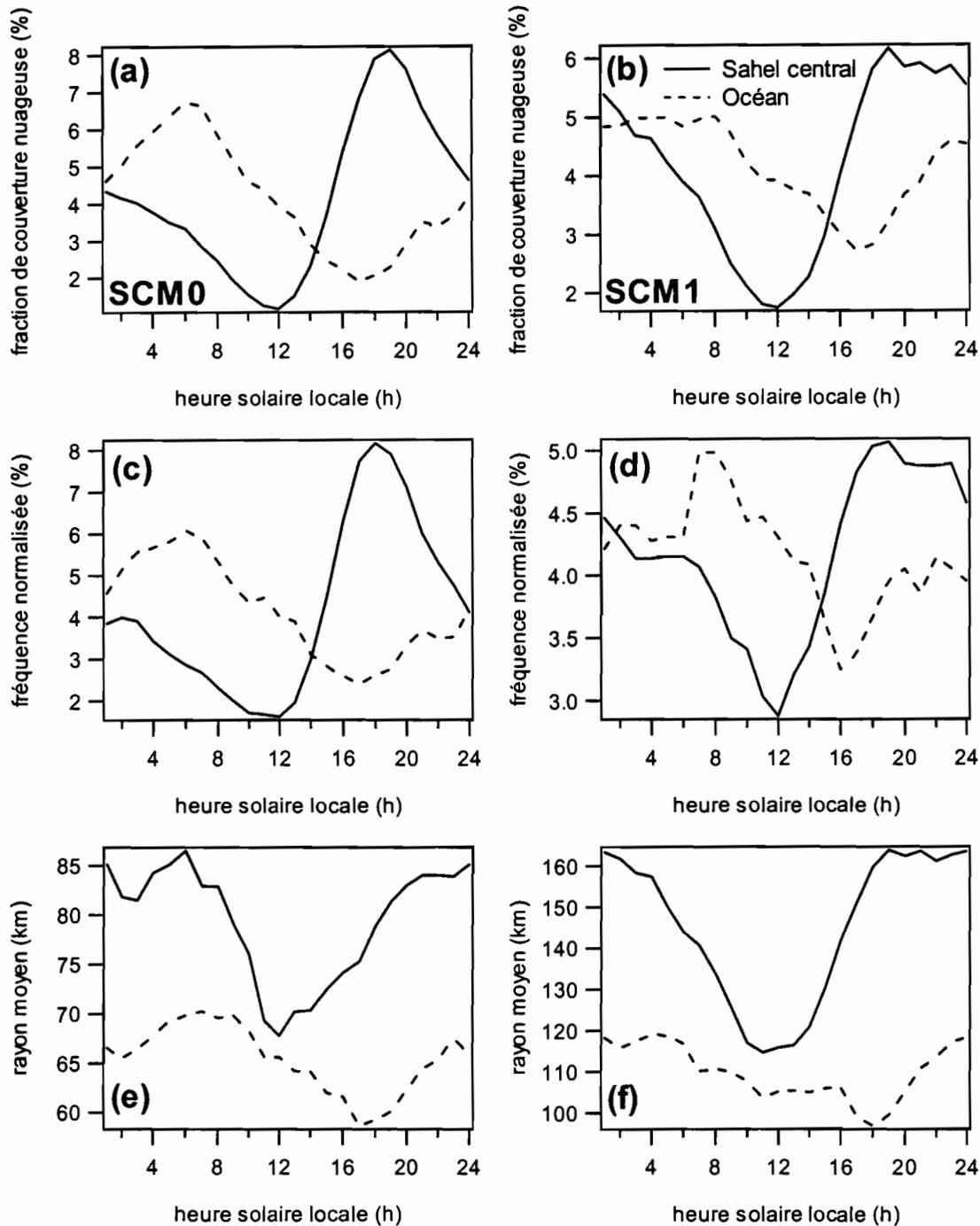


Figure 14: Variations diurnes de la fraction de couverture nuageuse (%), de la fréquence normalisée (%) et du rayon moyen (km) des SCM0 et SCM1 au seuil 213 K. Les graphes de gauche correspondent aux SCM0 et ceux de droite aux SCM1. Chaque graphe comporte deux courbes correspondant aux zones Sahel central et Océan et la résolution en abscisse est de 1 heure.

Le Sahel est caractérisé par des variations diurnes de couverture nuageuse cohérentes entre les trois seuils en température alors que l'on observe de nettes incohérences sur l'océan. Ces incohérences se retrouvent dans les travaux de Mapes and Houze (1993) sur l'océan pacifique. Ils observent un élargissement de la couverture nuageuse à 235 K l'après-midi similaire à ce que l'on montre à 253 K. Ils montrent que l'élargissement des amas nuageux est fortement dépendant de leur taille. On retrouve d'ailleurs cette observation lorsque l'on sépare les SCM selon leur durée de vie.

Plusieurs processus radiatifs de grande longueur d'onde pouvant influencer sur la convection ont été évalués sur l'océan à l'aide de simulations:

- Les radiations dans les grandes longueurs d'ondes (GLO) induisent un refroidissement du sommet des SCM et un réchauffement de leur base par effet de serre. (Webster and Stephens, 1980).
- Les radiations GLO entre les régions nuageuses et celles de ciel clair peuvent créer une circulation secondaire convergente vers les systèmes nuageux (Gray and Jacobsen, 1977)
- Le refroidissement de grande échelle induit par les radiations GLO peut déstabiliser l'environnement atmosphérique dans lequel évoluent les SCM (Dudhia, 1989)
- Le forçage radiatif des nuages tend à stabiliser l'atmosphère en la réchauffant par le haut et est donc défavorable à la convection (Fu et al., 1995). Ce phénomène est d'ailleurs amplifié par la libération de chaleur latente lié à la convection.

Les trois premiers effets tendent à favoriser la convection. Fu et al. (1995) montrent que le premier processus tend à augmenter la taille et la longévité de l'enclume stratiforme par génération de turbulences. Son impact en terme de précipitations est néanmoins relativement faible. Le second processus s'avère être pratiquement négligeable en présence d'un cisaillement vertical du vent fort. Fu et al (1995) suspectent un impact plus important dans le cas contraire. Le troisième processus semble être le plus important en terme d'impact. Le refroidissement de grande échelle des couches situées au dessous de la base du nuage entraîne une déstabilisation de l'atmosphère car les basses couches sont relativement peu affectées du fait de l'inertie thermique de l'océan. Ce processus augmente significativement la convection. A l'inverse, le forçage radiatif des nuages dans l'infrarouge entraîne un réchauffement de l'atmosphère située en dessous par effet de serre et tend donc à la stabiliser.

En présence du réchauffement solaire, les processus (1), (2) et (3) tendent à être inhibés alors que l'effet (4) est augmenté. Par la suite, plusieurs études ont confirmé le rôle significatif des échanges radiatifs dans le cycle diurne de la convection et des précipitations. Sur l'océan, Liu and Moncrieff (1998) montrent que l'on parvient à simuler le maximum de convection et de précipitation entre 22h00 et 6h00 en intégrant tous ces processus. Ils montrent en outre que ce cycle diurne est indépendant du degré d'organisation du système convectif. Sui et al. (1998) déduisent de leurs simulations que le maximum nocturne des précipitations est essentiellement dû au processus (3) via une augmentation de l'eau précipitable disponible. Les variations diurnes de la convection profonde et des précipitations observées sur l'océan sont donc relativement bien comprises aujourd'hui. Par contre, l'élargissement important de l'enclume stratiforme l'après-midi n'est pas clairement expliqué.

Le problème continental est sensiblement différent. La surface a une capacité calorifique deux fois moindre que l'océan et un albédo nettement plus élevé (celui de l'océan est de 5%). Il en résulte que le cycle diurne de la couverture nuageuse sur le continent est principalement lié au réchauffement solaire des basses couches (fort réchauffement de la surface). Cependant, Tao et al. (1996) ont simulé l'impact des processus radiatifs de grande longueur d'onde pour une ligne de grain continentale aux latitudes moyenne et une ligne de grains sur le pacifique tropical. Ils trouvent que le refroidissement radiatif de grande échelle favorise aussi les précipitations nocturnes pour le cas continental. Néanmoins, l'augmentation des précipitations est trois fois moindre que pour le cas océanique.

III.2.3 Variations saisonnières

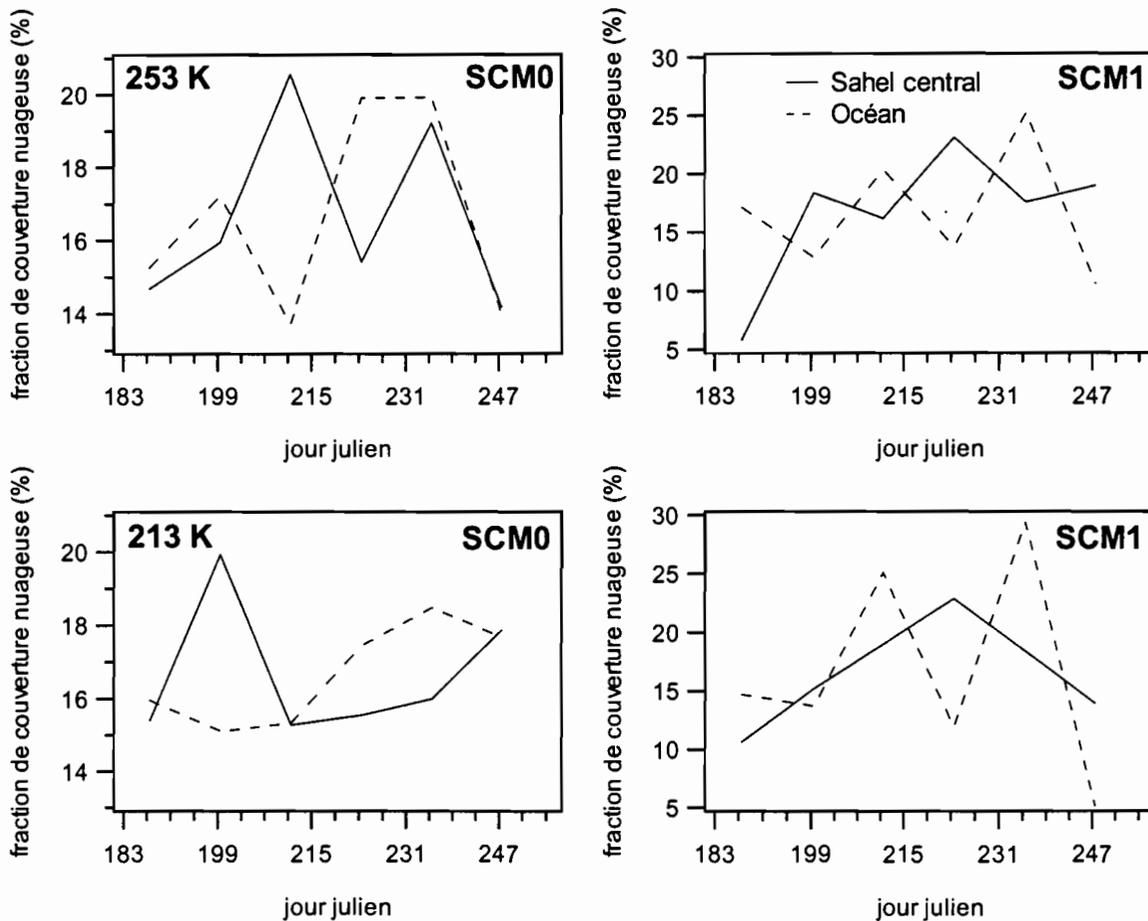


Figure 15: Variations saisonnières de la couverture nuageuse des SCM0 et SCM1 entre le 1^{er} juillet et le 10 septembre. La résolution en abscisse est de 12 jours.

La **Figure 15** montre les variations saisonnières sur le Sahel central et l'océan entre le 1^{er} juillet et le 10 septembre. Ces variations saisonnières sont calculées sur deux années, ce qui explique les différences entre le cycle saisonnier sur le Sahel présenté ici et celui présenté précédemment sur 10 années.

Pour les SCM0, le cycle saisonnier sur le Sahel est atypique avec un maximum de couverture nuageuse à 213 K au mois de juillet. Sur l'océan, le maximum de couverture nuageuse des SCM0 a lieu en août.

Concernant les SCM1, le cycle saisonnier Sahélien est assez classique pour les deux seuils en température avec un maximum de couverture nuageuse en août et un minimum début juillet. Sur l'océan, la couverture nuageuse des SCM1 est assez bruitée. On observe de fortes variations sur 12 jours d'intervalle. Sur l'océan, on calcule que 75% de la couverture nuageuse au seuil 253 K est associée à des SCM ne passant que 25% de leur cycle de vie sur la zone et on observe que ces derniers proviennent principalement du continent. Si l'on sépare les SCM1 ayant passé l'essentiel de leur cycle de vie sur l'océan des autres, il apparaît clairement que le bruit observé est le fait des SCM1 provenant du continent. En outre, les SCM1 essentiellement océaniques (SCM1 passant plus de 75% de leur cycle de vie sur l'océan) n'existent que pendant le mois d'août (non montré). La longévité des SCM sur l'océan est donc corrélée à la température de surface de l'océan Atlantique.

III.3 Distributions spatiales

III.3.1 Couverture nuageuse

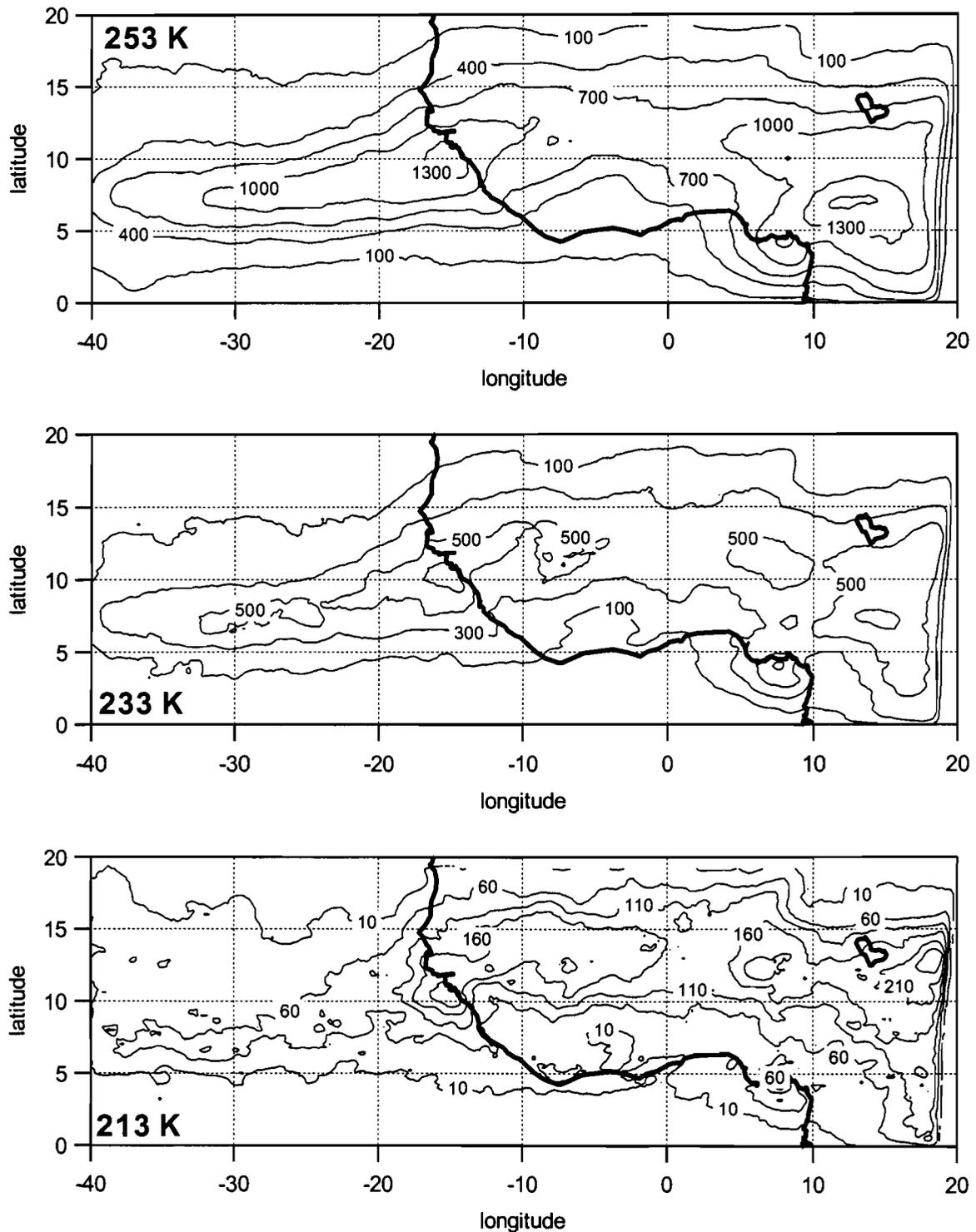


Figure 16: Occurrences annuelles moyennes des SCM aux seuils 253 K, 233 K et 213 K. Calculs faits sur 2 années (1998-1999).

La **Figure 16** montre les occurrences annuelles moyennes des SCM pour deux années sur une zone prolongée jusqu'à 40°W. Seules les extractions METEOSAT des années 1998 et 1999 couvrent une zone aussi large.

On remarque les très faibles occurrences à 213 K sur l'océan alors que l'ordre de grandeur des maxima aux seuils plus chauds est similaire à ce que l'on observe sur le continent. Les occurrences océaniques sont essentiellement concentrées dans la zone intertropicale de convergence océanique où les températures de surface sont les plus chaudes (**Figure 17**). Le décalage méridien des occurrences entre le continent et l'océan est lié au contraste thermique de surface entre les deux milieux. En outre, on remarque que les occurrences sont plus importantes en 98 et 99 sur le continent qu'en moyenne sur 9 années (cf chapitre III). Ceci est dû au fait que les années 98 et 99 ont été particulièrement excédentaires en terme de couverture nuageuse, notamment en région Sahélienne.

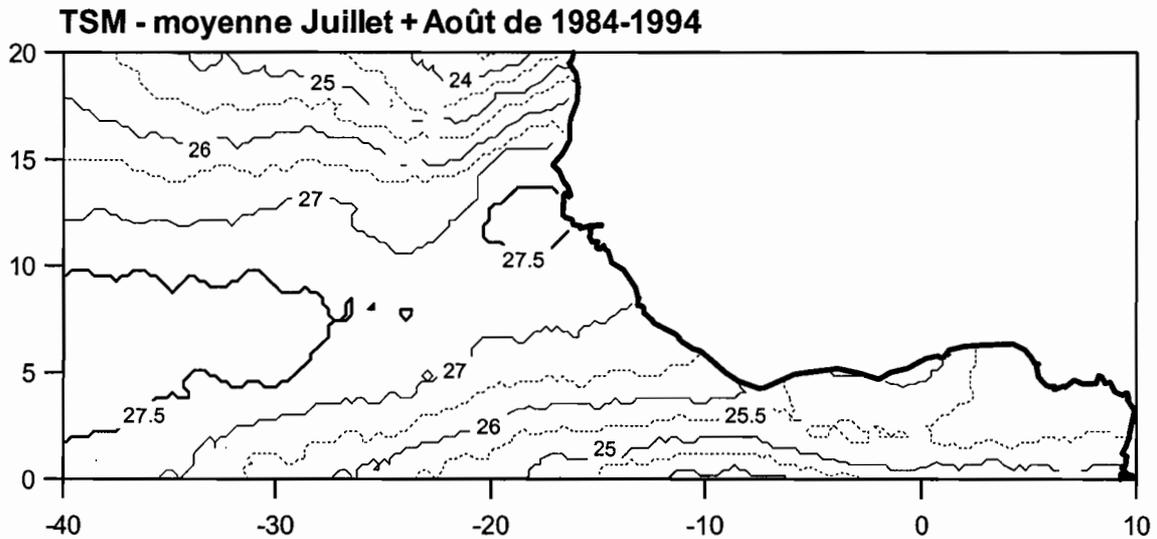


Figure 17: Champ moyen des températures de surface maritimes sur l'Atlantique tropical. Moyenne sur la période juillet et août entre 1984 et 1994. Carte issue de l'Atlas des températures de surface de l'Atlantique par Meteosat 1986-1997, H. Demarcq, UTIS ORSTOM/ISRA, Dakar

III.3.2 Naissances et dissipations des SCM

La **Figure 18** montre les naissances et dissipations des SCM de durée de vie supérieure et inférieure à la journée. Les commentaires concernant le continent sont similaires à ceux du chapitre III. Sur l'océan, les naissances et dissipations des SCM de durée de vie inférieure à la journée sont concentrées dans la zone de convergence océanique (5°N-10°N) où les températures de surface de l'océan Atlantique sont les plus élevées. Des naissances de SCM sont néanmoins possibles en dehors de cette zone, ce qui suggère que les TSO ne sont pas l'unique facteur à l'origine des naissances des SCM sur l'océan. Une tendance similaire est observée pour les SCM de longue durée de vie. La **Figure 18** montre en outre que de nombreux SCM de longue durée de vie sont nés sur le continent puis se sont dissipés sur l'océan. Ce constat est encore plus net au seuil 253 K (non montré).

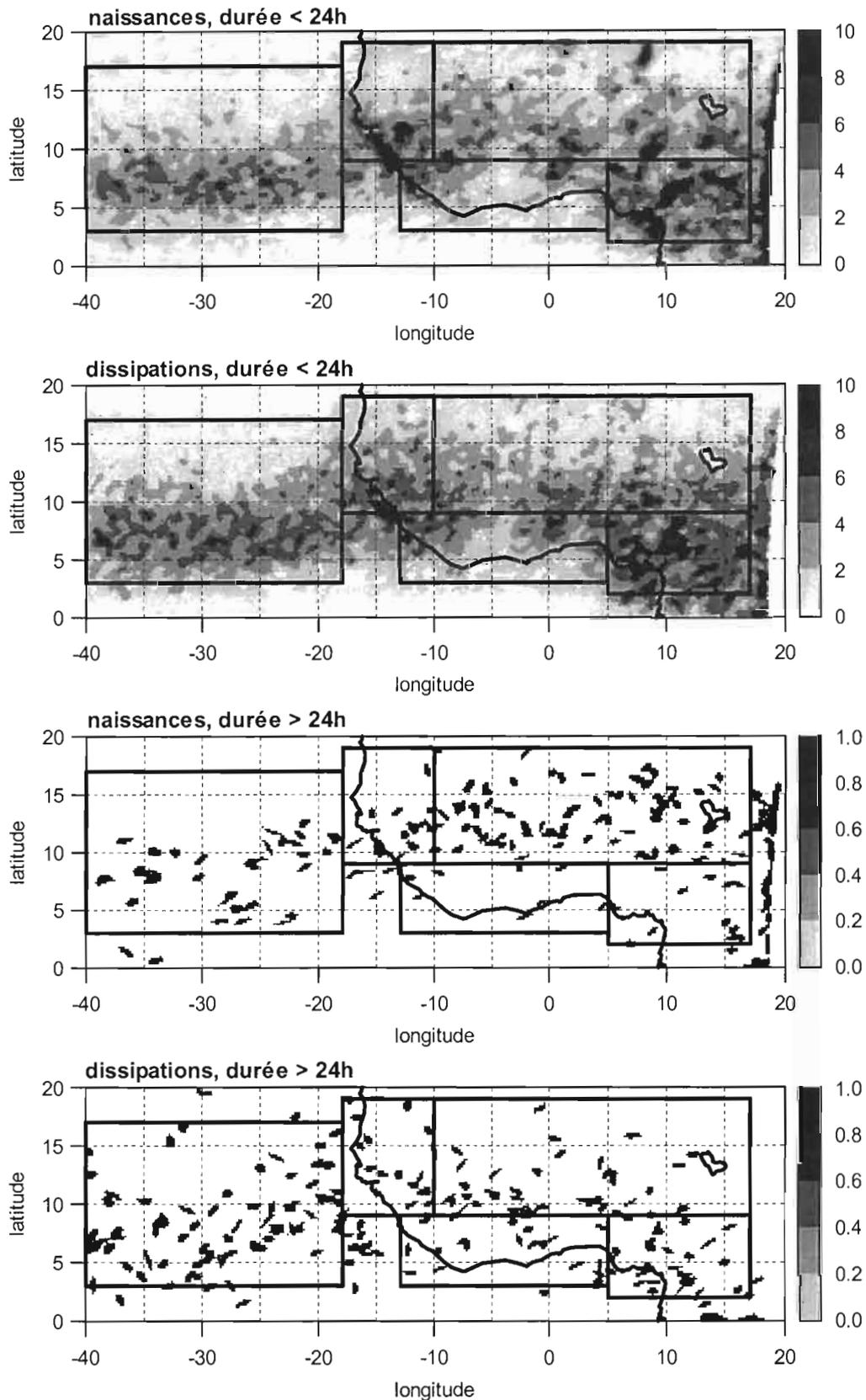


Figure 18: Occurrences de la couverture nuageuse annuelle moyenne au moment de la naissance ou de la dissipation des SCM (233 K). On a séparé les SCM en deux catégories: les SCM de durée de vie inférieure à la journée et ceux de durée de vie supérieure à 24 heures. Calcul fait sur 2 années. Les 5 zones et le contour du continent Africain ont été ajoutés

III.4 Synthèse

Nous avons comparé différentes zones continentales sur 9 années: le Sahel central, une zone centrée sur le Sénégal, une zone centrée sur les Monts Cameroun et une zone couvrant le reste de l'Afrique de l'Ouest au sud de 9°N appelée zone Côte d'Ivoire.

La densité spatiale des occurrences de couverture nuageuse est nettement plus faible sur la zone Côte d'Ivoire que sur les autres zones pour les trois seuils en température considérés, ce qui traduit le fait que l'on se situe dans le régime de la petite saison sèche. Dans une moindre mesure, celles de la zone Cameroun sont plus faibles que celles des zones du nord, sauf au seuil 253 K. La présence de reliefs importants est probablement à l'origine de cette différence avec la zone Côte d'Ivoire située plus à l'Ouest. Les zones Sénégal et Sahel central sont en outre très similaires.

La différence la plus flagrante entre les quatre zones se situe au niveau de la vitesse de propagation des SCM. Cette vitesse est en moyenne largement plus importante sur la zone Sahel central. Cette différence s'explique principalement par la présence du JEA. Mathon and Laurent (2001) montrent qu'il existe une bonne correspondance entre la vitesse moyenne de propagation de la couverture nuageuse et le vent à 600 hPa.

L'étude des variations saisonnières met principalement en évidence l'impact de la petite saison sèche sur les zones du sud. Pour la zone Côte d'Ivoire, le phénomène est visible à tous les seuils. Par contre, il faut attendre le seuil 233 K pour commencer à percevoir ses effets sur la zone Cameroun, ce qui est probablement le fait du relief.

L'étude des variations diurnes soulignent plusieurs différences de second ordre. Les variations diurnes de la couverture nuageuse sont similaires pour les quatre zones. Néanmoins, le maximum apparaît plus tôt dans les zones du sud. Ce décalage est principalement lié à la durée de vie des SCM contribuant le plus à la couverture nuageuse. Comme en témoigne la **Table 2**, les seuils sur la durée de vie, permettant de diviser les SCM en deux catégories expliquant chacune 50% de la couverture nuageuse de la région, sont plus faibles pour les zones du sud. Il en résulte que les maxima de couverture nuageuse sont décalés vers l'heure de naissance.

Si l'on observe les naissances de SCM, on constate que le maximum de la zone Cameroun a lieu une heure plus tôt que celui des autres zones, probablement du fait du relief. Ce décalage peut contribuer aussi à celui de la couverture nuageuse mentionné dans le paragraphe précédent. En outre, on a remarqué un pic secondaire des naissances vers 2h00 pour les zones Cameroun, Sénégal et Côte d'Ivoire. Ce maximum secondaire peut être attribuer à des effets de brises côtières.

Nous avons ensuite comparé sur deux années la zone Sahel central et l'océan Atlantique tropical.

La principale différence entre ces deux zones se situe au niveau du cycle diurne. Les variations de la couverture nuageuse sur l'océan au seuil 253 K sont en opposition de phase avec celles du Sahel central avec un maximum en début d'après-midi. Au seuil 213 K, le maximum océanique se situe entre 1h00 et 8h00 alors qu'il se situe entre 16h00 et minuit sur le continent. Sur l'océan, la convection profonde est favorisée la nuit par le biais de processus radiatifs (Fu et al., 1995, Sui et al., 1998 ...). Dans l'après-midi, la partie stratiforme (253 K) s'élargit fortement. L'origine de cette très forte expansion spatiale (une différence de plus de 100 km sur le rayon est observée en moyenne pour les SCM de longue durée de vie) n'est à ma connaissance pas encore très bien comprise. En tous cas, elle n'a pas fait l'objet d'études approfondies par le biais de simulations. Sur le continent, les variations diurnes aux seuils 213 K et 253 K sont par contre relativement en phase et la convection profonde est associée au réchauffement solaire. Ces différences inter-régionales sur la couverture nuageuse se retrouvent sur les variations diurnes des naissances des SCM. Quelque soit le seuil en température, les variations diurnes des naissances sont nettement moins marquées sur l'océan, mais néanmoins favorisées la nuit. Sur le Sahel, on observe par contre une très forte modulation diurne des naissances avec un maximum vers 16h00.

La densité spatiale des occurrences de couverture nuageuse est nettement plus faible sur l'océan, surtout au seuil 213 K. La convection très profonde est donc plus rare sur l'océan que sur le Sahel central.

En outre, la vitesse des SCM sur l'océan est nettement inférieure à celle observée sur le Sahel central, ce qui peut être attribué à la circulation des couches moyennes.

Les distributions spatiales des naissances sur l'océan montrent une forte concentration de ces dernières dans la zone de convergence océanique (5°N-10°N). C'est la zone où les températures de surface de l'océan Atlantique est sont les plus élevées sur la période observée (Moron, 1994). C'est dans cette zone que se concentre l'essentiel de la couverture nuageuse, notamment au seuil en température le plus froid. En revanche, sur le continent, la couverture nuageuse au seuil 213 K se situe préférentiellement dans la bande 10°N-15°N. C'est dans cette bande que l'on enregistre les températures potentielles équivalentes les plus fortes et surtout le cisaillement vertical du vent le plus fort (Thorncroft and Haile, 1995). Un fort cisaillement vertical du vent est un facteur favorable au développement des lignes de grains (Redelsperger, 1993) qui sont principalement à l'origine de la convection très profonde sur la région. La sécheresse de la moyenne troposphère est aussi un facteur très important pour la dynamique des lignes de grains, ce qui peut aussi expliquer que l'on observe plus de lignes de grains sur le Sahel que sur les régions situées plus au sud.

Annexe III

Life cycle of the Sahelian mesoscale convective systems

Mathon V. and H. Laurent (2001, QJRMS)

Q. J. R. Meteorol. Soc. (2001), **127**, pp. 377–406

Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems

By VINCENT MATHON* and HENRI LAURENT
Institut de Recherche pour le Développement, France

(Received 11 October 1999; revised 18 July 2000)

SUMMARY

This paper provides an eight-year high-resolution climatology of Sahelian mesoscale convective systems (MCSs) during the summer. MCSs are defined as convective cloud clusters larger than 5000 km². They are extensively tracked from METEOSAT full-resolution infrared images (time resolution 0.5 h and spatial resolution about 5 km). The method enables every MCS to be tracked throughout its entire lifetime. For each time step, the MCS location and its morphological and radiative characteristics are computed for three different brightness temperature thresholds. The methodology is presented, evaluated and compared with previous studies using low-resolution data.

Statistical MCS distributions, diurnal cycle and spatial variability of MCS characteristics are analysed on the basis of this high-resolution tracking. It is shown that a few large and long-lived cloud clusters contribute most of the total cloud cover. Sahelian cloud clusters propagate westward at a greater speed when very deep convection is well developed. The diurnal organization of the convection has been analysed, and has proved that the merging of MCSs is partly explained by the actual merging of independent convective entities, whereas the splitting of MCSs is mostly associated with weakening of convection. The importance of mesoscale convective complexes for the total MCS coverage has also been studied.

KEYWORDS: Automatic tracking Climatology Mesoscale convective systems METEOSAT infrared data Sahel

1. INTRODUCTION

The strong interaction between deep convection and general atmospheric circulation implies that tropical convection is a key element of the global climate. Convection is central to vertical exchanges of radiative and latent energy. Tropical convective clouds generally cluster in large systems which are responsible for most tropical precipitation (Gamache and Houze 1983). For the central Sahel, D'Amato and Lebel (1998) have shown that the mesoscale convective systems (MCSs) account for more than 90% of annual rainfall.

Using satellite data, several studies have provided comprehensive statistics on annual, seasonal and diurnal variations, and size distribution of convective systems over West Africa (Desbois *et al.* 1988; Duvel 1989; Machado *et al.* 1992, 1993). Machado and Rossow (1993) studied the structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. They suggested that such studies can be improved by taking into account the development stage of convective systems. Studies of the convective systems' life cycle can also provide further insight into scale interactions from the convective-cell scale to the large scale. Thorncroft and Haile (1995) and Rowell and Milford (1993) have studied the relationships between the large-scale environment and Sahelian convective systems over limited periods. The modulation of the convection by easterly waves has been documented by Reed *et al.* (1977), Duvel (1990), Machado *et al.* (1993) and Diedhiou *et al.* (1998). These studies could be further developed by considering the life cycle of convective systems which interact with the easterly waves. Moreover, improved statistics for atmospheric model parametrizations and validations can be built from comprehensive studies of the life cycle of MCSs.

Several methods of tracking have been developed to take into account the life cycle of convective systems. Aspliden *et al.* (1976) and Martin and Schreiner (1981), using satellite images, manually tracked the main convective systems which occurred during

* Corresponding author: IRD, Laboratoire d'Hydrologie, F-34032 Montpellier, France.
e-mail: mathon@mpl.ird.fr

GATE (Global Atmospheric Research Program Atlantic Tropical Experiment). More recently, Desbois *et al.* (1988) and Rowell and Milford (1993) tracked squall lines over West Africa. Laing and Fritsch (1993) focused on very large convective systems called MCCs (mesoscale convective complexes as defined by Maddox 1980). Such manual and operator-dependent methods are, however, somewhat subjective and difficult to reproduce. Moreover, as the process is lengthy, only limited periods have been treated. As climatology and variability studies require homogeneous processing over a long period, automated methods have been developed.

Woodley *et al.* (1980) tracked convective systems for three months in the GATE area with an automated procedure based on a propagation speed criterion. Williams and Houze (1987) used another automated method based on a minimum overlapping area between MCSs in successive images. This method was later applied for three winters to the ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project, Rossow and Schiffer 1991) B1 images over the tropical Pacific warm pool by Mapes and Houze (1993) and the TOGA COARE (Tropical Ocean/Global Atmosphere Coupled Ocean–Atmosphere Response Experiment) area by Chen and Houze (1997). Arnaud *et al.* (1992) developed a similar method in 1989 over Africa with additional criteria for merging or splitting. Morel *et al.* (1997) used another slightly different areal overlap method over France. The area of a given cluster was extrapolated in the following image and a test applied to the overlap area with existing clusters.

With increasing availability of satellite data, periods of study have become longer. Hodges and Thorncroft (1997) provided a first short-term climatology of African convective systems by applying a new method over eight years (1983–90) using ISCCP B3 data. In their methodology the images are smoothed and convective systems are depicted using a 258 K threshold. This relatively warm threshold is used to balance out the smoothing effects. The tracking method is based on minimization of a cost function which measures the coherence in direction and speed of the minimum temperature within the cloud systems (Hodges 1998).

The different methods developed use different criteria to identify and track convective systems using satellite data. Machado *et al.* (1998), using ISCCP B3 data, have compared different match criteria to connect convective clusters: maximum areal overlap, minimum propagation speed, minimum size difference, minimum of the minimum-temperature difference, minimum of a cost function and ‘subjective’ choice. They concluded that “a simple (but more objective) tracking method, based on area overlap, is shown to work as well for larger convective systems as more elaborate methods which look for morphological and radiative similarities of the convective system clouds”. Actually, such a method performs well as long as the propagation of the cluster in two sequential images is small compared to its size. For 3 h resolution data, Machado *et al.* (1998) consider that the areal overlap method performs well for a cluster radius larger than 100 km. With a better time resolution the minimum cluster size can be reduced.

The studies described above used sampled data or were made over limited periods. In this study, we present an eight-year (1989–92; 1995–98) high-resolution climatology of convective systems over West Africa in summer. Convective systems are tracked from full-resolution satellite images using an entirely automated method giving objective results over large datasets. The algorithm is basically an areal overlap method similar to the one described by Williams and Houze (1987), with a major improvement consisting of interpolating cluster life cycles in the case of missing data.

The methodology used to identify and track convective clusters throughout their life cycle is described in section 2. In section 3 we present cluster distributions over the Sahel in summer. Diurnal variations are investigated in section 4. The spatial variability

of some cluster characteristics over West Africa is presented in section 5. The last section summarizes the main results.

2. METHODOLOGY

(a) Cloud cluster characterization

Convective clouds are detected from infrared (IR) satellite images, assuming that low brightness temperatures are strongly related to deep convection. In the tropics, cold cloud with high emissivity is generally the result of deep convection. A brightness temperature threshold depicts cold cirrus shields which may last longer than convection, i.e. cloud clusters are tracked including the dissipation stage when convection is no longer active.

Convective clouds are thus identified in METEOSAT IR channel (10.5–12.5 μm) images using a temperature threshold: cloud clusters are defined as a contiguous area of pixels with a brightness temperature lower than the threshold.

Clouds larger than 5000 km^2 are called MCSs and no attempt is made to identify the convective and stratiform parts within an MCS.

MCSs are delineated using three different brightness temperature thresholds: 253 K, 233 K and 213 K. The 253 K threshold was chosen as the highest cloud temperature associated with convection (Duvel 1989; Mapes and Houze 1993). The 233 K threshold is in the range of the most commonly used thresholds for identifying deep convection and accumulated convective precipitation in the tropics (Arkin 1979). The 213 K threshold aims to identify the very deep convection, the most active part of convective systems.

Maddox (1980) has defined MCCs as follows:

- (i) cloud shield with IR temperature ≤ 241 K must have an area $\geq 100\,000$ km^2 ; and
- (ii) interior cold cloud region at 221 K temperature threshold must have an area $\geq 50\,000$ km^2 ; and
- (iii) conditions (i) and (ii) must be satisfied simultaneously for at least six consecutive hours; and
- (iv) eccentricity (minor axis/major axis) must be ≥ 0.7 at time of maximum extent.

The eccentricity criterion was arbitrarily specified to preclude classification of linear-type systems as MCCs. Over West Africa, linear-type systems are of particular interest; squall lines represent about half of the major rainfall events over the central Sahel (d'Amato and Lebel 1998; Laurent *et al.* 1998). Several studies employed similar temperature thresholds, e.g. Fritsch *et al.* (1986), Miller and Fritsch (1991), Laing and Fritsch (1993, 1997), Rowell and Milford (1993). In a recent study of MCSs over the Americas, Machado *et al.* (1998) employed the 245 K threshold to define the convective systems, and the 218 K threshold to define the active deep convective cells embedded within the convective systems. They observed that the shape of the size distribution of the convective cloud systems is not very sensitive to the choice of the temperature threshold, because there is a near-linear dependency of convective system sizes with varying thresholds over a range of 10–20 K. Here we have chosen the 233 K and 213 K thresholds to cover a large range of clouds. Furthermore, as already mentioned, 233 K is a reference threshold for rainfall estimation, while the 213 K threshold leads to the best correlation with rainfall during the core of the rainy season over the central Sahel (Jobard and Desbois 1992).

Most of the above mentioned studies of convective cloud tracking employ reduced-resolution data, such as the ISCCP datasets. We use here full time and space resolution:

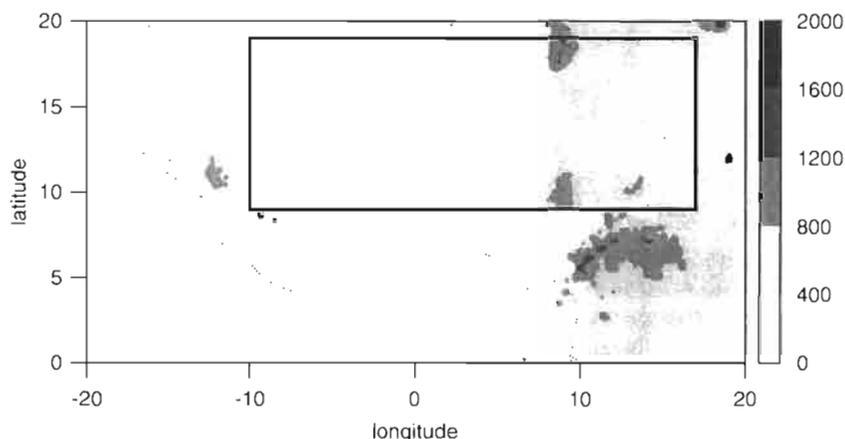


Figure 1. Map of West Africa showing the orography (m) above 400 m. The central Sahel area is shown by the box.

METEOSAT images are available every 30 min, space resolution is about 5×5 km at the subsatellite point. The images are windows covering West Africa, extracted from the full-disk images. Figure 1 shows the window of extraction. Orography above 400 m and the central Sahel area location are also indicated in Fig. 1. Navigation and calibration are performed using EUMETSAT (European Meteorological Satellite system) guidelines. We have processed METEOSAT data for ten summers (1989–98). However, to have the most homogeneous dataset possible, the results are confined to the period 21 June to 14 September for the years 1989, 1990, 1991, 1992, 1995, 1996, 1997 and 1998. For this period less than 10% of data are missing. The 1993 and 1994 datasets were not used here because of a systematic lack of images, leading to a great change in the distribution of the number of MCSs. For example, as the 1830 UTC image is always missing, the number of initiations is significantly increased in the early evening when the convection is at a maximum.

(b) Tracking

Tracking of convective clouds is performed with an areal overlap method, similar to the one described by Williams and Houze (1987). This technique simply assumes that a cloud at a later time corresponds to those at an earlier time when their positions overlap. When several MCSs overlap we consider the pair with the largest overlap surface.

The tracking method is applied only to MCSs. There are two reasons for this choice: first, the propagation speed of tropical cloud does not usually exceed 80 km h^{-1} , so there is always a large overlap area when using successive images half-an-hour apart; second, several numerical problems are avoided. Actually, for cloud clusters smaller than 5000 km^2 , the number of systems increases greatly whereas the overlap surface becomes limited. The probability of several clouds satisfying the maximum overlap criterion increases and, even for a human operator, it becomes difficult to keep account of all the different possible cases. The drawback is that filtering of small clusters can result in a reduction of the lifetime of the cloud system. Moreover, cases of cluster regeneration can be missed if the cluster size is temporarily smaller than 5000 km^2 . An evaluation of the error related to small-cluster filtering is given in section 2(d).

An MCS generates spontaneously whenever there is no overlapping with any MCS in the previous image. When an MCS splits up, the largest part keeps the MCS label,

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

381

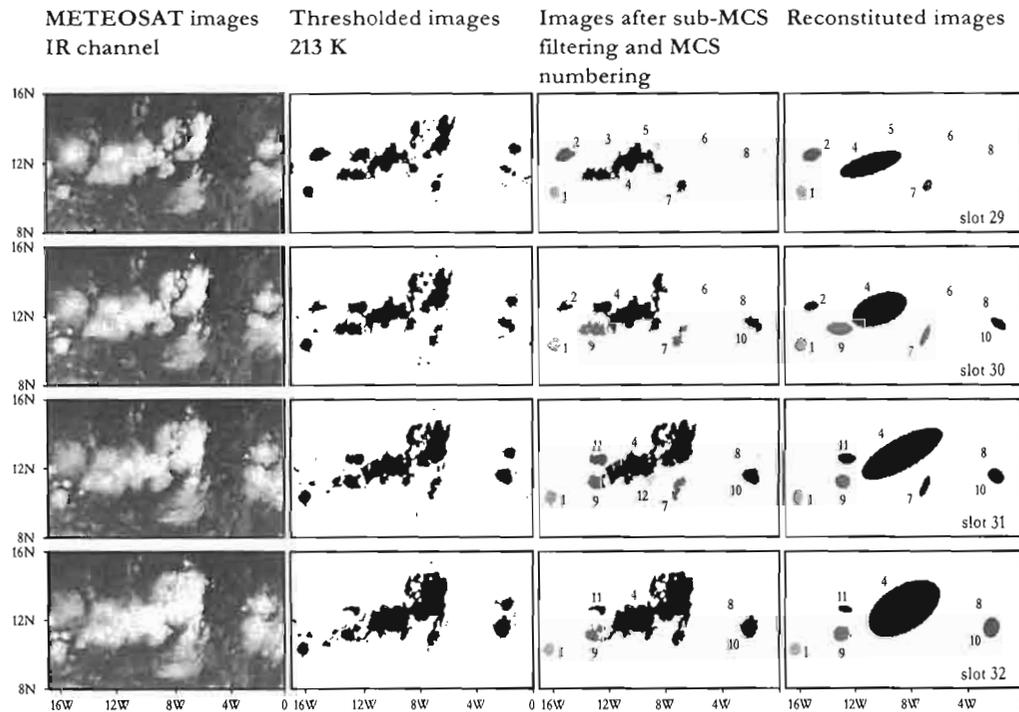


Figure 2. From top to bottom: sequence of four consecutive time steps 30 min apart, from slot 29 (approximately 1415 UTC) to slot 32 (approximately 1545 UTC). From left to right: raw METEOSAT infrared images; thresholded images (threshold = 213 K); numbered mesoscale convective systems (MCSs; cut-off of small clouds); image reconstituted from the output of the tracking process.

whereas the smaller parts are considered as 'split generations'. Similarly, an MCS life cycle comes to an end either when there is no overlapping with any MCS of the following image (cloud dissipation) or when it merges with a larger MCS (merger-end).

Figure 2 illustrates the tracking scheme over a series of four time steps, from the initial METEOSAT images to the reconstituted images obtained from information contained in the final product output, assuming an ellipsoidal shaped cloud cluster. The images are first temperature 'thresholded', then the small clouds are removed and the remaining cloud clusters (MCSs) identified and numbered. Tracking aims to connect the clusters between two successive time steps. To detect and identify the different possible cases, both 'forward' and 'backward' tracking is computed. Forward tracking consists, for a given cluster at time t , of searching among the clusters at time $t + 1$ for the one with the largest overlap area. Backward tracking consists, for a given cluster at time $t + 1$, of searching for the cluster at time t with the largest overlap area. The various possible cases are illustrated by reference to the numbered clusters in Fig. 2.

- *Regular tracking*: cluster 6 is easily connected between slot 29 and slot 30, both by forward and backward tracking.
- *Generation*: between slot 29 and slot 30, backward tracking does not connect any cluster to the cluster 10; this cluster is therefore assumed to initiate at slot 30. Note that some clouds do exist in the non-filtered slot 29, but they are smaller than the size threshold and so are not integrated in the tracking process.

- *Dissipation*: between slot 30 and slot 31, forward tracking does not connect any cluster to the cluster 2; this cluster is therefore assumed to dissipate at that time. Note that only a few pixels of cluster 2 still exist in the non-filtered slot 31.

- *Merger*: between slot 30 and slot 31, clusters 4 and 6 merge. Unlike the dissipation case, forward tracking does connect cluster 6 with a cluster in the following image. Thus we consider that cluster 6 ends up by merging into a bigger cluster (cluster 4).

- *Split*: between slot 29 and slot 30, a part of the cluster 4 splits and gives rise to the new cluster 9. Backward tracking indicates that cluster 9 is the result of a split rather than from spontaneous generation.

Several cases can occur simultaneously. For example, between slot 29 and slot 30, clusters 3 and 5 merge into cluster 4, whereas cluster 9 is split-generated.

To our knowledge, only one case is not accounted for. This is illustrated in Fig. 2, slot 31, where the cluster 12 does not appear in the reconstituted image. This is because clusters not present in more than one image are not taken into account. This generally only applies to small MCSs. As such cases do not represent a significant amount of cloud cover, they are ignored in the current version of the tracking algorithm.

The parameters shown in Table 1 are recorded for each cluster, each temperature threshold $T0$ and each time step. Among the morphological parameters, we calculate an effective radius. This is a convenient measure of cluster size, although cloud clusters are generally not circular. Additionally, we calculate the angle and eccentricity of the cluster assuming that it has an ellipsoidal shape. Four synthetic parameters (size, geometric centre coordinates, eccentricity and orientation of the ellipse) can be used for an approximate reconstitution of the cloud coverage.

Among the radiative parameters, we calculate the temperature gradient at the western edge. Actually, it is not a true gradient since cloud tops do not constitute a planar surface. This parameter aims to detect the sharpness of the cluster's western edge. This could be a means of depicting squall lines among MCSs (Desbois *et al.* 1988). The clear-sky test is calculated for a similar reason.

(c) *Interpolation of missing data*

Interpolation of missing data is particularly important for evaluating the number of systems.

There are basically three cases where images are missing.

- The 1989 to 1991 data are stored on magnetic tapes. A lot of successive images are missing (typically 12 hours, i.e. 24 images) due to deterioration of some of the tapes.

- The 1992 to 1997 data were received and archived from a METEOSAT Primary Data Users Station at UTIS*. Some IR images systematically go missing owing to acquisition of images from other channels. In 1993 and 1994 the shortfall of IR data reaches five images per day (slots 1, 13, 23, 25, 37). As already mentioned in section 2(a), this systematic lack of data has led us to exclude these two years from this study.

- A few images (up to four) are always missing around midnight towards the end of the summer period, due to the eclipse phenomenon.

If the number of missing images is high (> 10 images) the tracking procedure is stopped and the clusters are flagged as having ended due to the end of the dataset. A

* Unité de Traitement d'Images Satellitaires, ISRA/IRD (Institut Sénégalais de Recherches Agricoles/Institut de Recherche pour le Développement), Dakar, Sénégal.

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

383

TABLE I. LIST OF PARAMETERS CALCULATED DURING THE TRACKING PROCESS

Morphological parameters	Radiative parameters	Additional parameters
Cluster size expressed in number of pixels and in km ²	Minimum temperature (brightness temperature of the coldest pixel)	Universal and local time at the cluster location
Cluster radius (km) defined as: $r = \sqrt{\text{surface}/\pi}$ where <i>surface</i> is the size of the MCS in km ²	Mean temperature	Coordinates of the weighted centre, where the weight of each pixel is defined as: $w = T_0 - T - 1$
Coordinates of the geometric centre	Temperature variance	Cluster speed deduced from the displacement of the weighted centre
Ellipsoidal cluster shape (angle and eccentricity) deduced from the inertia axis	2 K binned-temperature histogram	Coordinates of the cluster front, computed as the mean location of the pixels constituting the western edge of the cluster (as Sahelian MCSs propagate westward, the western edge is the cluster front)
Number and total coverage of clusters embedded in the MCS at the immediately colder threshold if $T_0 > 213$ K, or at 203 K if $T_0 = 213$ K	Mean temperature of the ten biggest clusters embedded in the MCS	For the 213 K and 233 K thresholds, identification of the cluster at the 233 K and 253 K threshold respectively
Coordinates of the geometric centre of the ten biggest clusters embedded in the MCS	Volume index, defined as: $I = \sum (T_0 - T + 1)$	At the first time step, a flag indicates whether it is a spontaneous generation, a split-generation or a new dataset. If a split-generation, the number of the originating cluster is recorded
Size of the ten biggest clusters embedded in the MCS	Clear-sky test defined as $I_{grad} = T_1 - T_2$ where T_1 is the maximum temperature encountered ten pixels westward of the west front, and T_2 is the minimum encountered three pixels eastward of the west front West edge temperature gradient computed over a 21 line \times 11 column window fitted to the shape of the west cluster edge and centred around the gravity centre	At the last time step, a flag indicates whether it is a cloud dissipation, a merger into a bigger cluster or a dataset end. If a merger, the number of the destination cluster is recorded

T_0 is the brightness temperature threshold value; T is the brightness temperature of a given pixel.

new process is started on the following dataset, and no attempt is made to have time continuity between the clusters of the two datasets.

If only a few images are missing, a recovery process is run to connect the clusters before and after the missing images, and to interpolate their size and location during this gap. This is effected by generating virtual images, and running the tracking process as if there were no missing images. These virtual images are generated by extrapolating the displacement of each MCS present in the last actual image. This approach provides a means to connect the clusters before and after the gap. A connection is rejected if:

$$\text{Min}(R_b, R_a) < d/(N + 1),$$

where R_b and R_a are the radii of the cluster involved before and after the gap, d is the cluster displacement during the gap, and N is the number of missing images. Additionally, the minimum cluster radius is increased from 40 to 100 km if the number of missing images is greater than five. If a cluster confirms these tests, its characteristics during the gap are interpolated linearly.

(d) *Impact of size cut-off on the MCS life cycle*

An extension of tracking at 233 K (213 K) for cluster sizes smaller than 5000 km² can be carried out by using the information recorded on the ten biggest clusters at 233 K (213 K) embedded in the 253 K (233 K) MCSs. Extending tracking before MCS generation or after MCS dissipation makes it possible to estimate the error in the cluster lifetime related to size cut-off. Cases of clusters that 'regenerate' at small scale can also be depicted. The technique used to track small clusters is similar to that described in section 2(b), except that the criterion is no longer maximum areal overlap but minimum geometric-centre displacement. Additionally, the displacement must be less than 75% of $\{R(t) + R(t + 1)\}$ where $R(t)$ is the effective radius of the cluster at time step t .

To extend tracking of an MCS at 233 K before its initiation it is assumed that the corresponding MCS at 253 K was the same at previous time steps. If initiation is the result of a split, there is no doubt about the initiation time. If initiation is spontaneous, the cluster that corresponds to the MCS at 233 K is tracked at previous time steps amongst the ten biggest clusters at 233 K embedded in the MCS at 253 K. The same technique is applied to extend the tracking after MCS dissipation.

This objective method makes it possible to extend the life cycle of the MCS to a size of one pixel in most cases. One can calculate that in 75% (90%) of cases at 253 K (233 K), the tenth biggest embedded cluster is smaller than or equal to one pixel during the 3 h preceding initiation or the 3 h following dissipation at the next coldest threshold. The difference between MCS tracking and extended tracking gives an estimation of the maximum error in the initiation (or dissipation) time. This methodology of life extension was applied to the most complete dataset (1998). 8158 (3761) MCSs were tracked at 233 K (213 K). After life extension, 2.4% (4.2%) of the MCSs correspond to regeneration and most of them are short-lived MCSs. The error in the number of systems is less than 1.3% (2.1%).

Figure 3 shows the frequency of error in MCS initiation time. At 233 K the error is very small: 0 h in 73% of cases, ≤ 1 h in 92% of cases. At 213 K the frequency of the 0 h error is smaller, however, the total of errors ≤ 1 h is almost 85%. Similar results (not shown) are obtained for the dissipation time. With a subjective manual tracking, it is often not possible to connect a cloud cluster of a size as small as one pixel. It should therefore be noted that the error presented in Fig. 3 stands as an overestimation of the actual (subjective) cut-off error.

In conclusion, the size cut-off of 5000 km² does not significantly affect the total number of tracked MCSs and the time of initiation or dissipation is close to what could be achieved by manual tracking.

(e) *Comparison of tracked cloud coverage with total cloud coverage*

Cloud clusters not included in the results of the tracking algorithm are small and very short-lived, not persisting in two successive images. Figure 4(a) shows the cloud coverage fraction of the total cloud cover (up to the pixel) over the continental Sahel for the 233 K threshold and over eight years (1989–92 and 1995–98), and the cloud cover reconstituted after the tracking process with and without taking into account

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

385

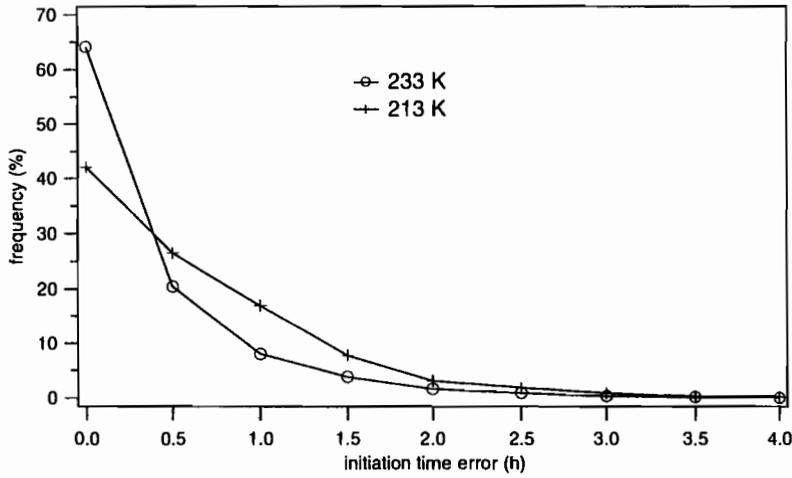


Figure 3. Frequency (%) of the error made in convective system initiation time (h) at thresholds 233 K (line and circles) and 213 K (line and crosses). This error is related to the cluster size cut-off of 5000 km².

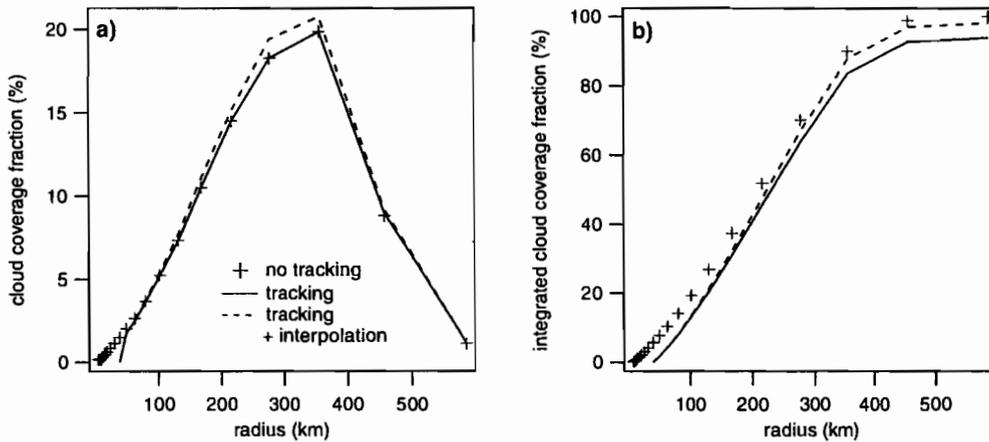


Figure 4. (a) Cloud coverage fraction (%) over the central Sahel versus cloud radius (km), at a threshold of 233 K. The real distribution of the whole convective system population (no tracking, crosses) is compared with tracked mesoscale convective system distributions using the interpolation scheme (dashed line) or not (solid line). (b) Same as (a) but for the integrated cloud coverage fraction (%), calculated using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years.

interpolations. One can see that up to 60 km the distribution of the total cloud cover is equal to the reconstituted coverage when interpolations are not taken into account. Figure 4(b) corresponds to the integration of Fig. 4(a). The contribution to total cloud cover of sub-MCS clouds represents about 7% of total cloud coverage (9% for the 213 K threshold). However, as some of the missing data are interpolated, some additional cloud cover is recovered during the tracking process. This effect, which mainly concerns medium to large clusters (Fig. 4(b)) induces a slight shift in distributions.

The ability of the tracking algorithm to represent actual cloud occurrences has been investigated. Actual cloud occurrences (233 K) are directly computed from IR satellite images and sampled into a 0.2° × 0.2° grid for the period 1 June to 31 August 1998.

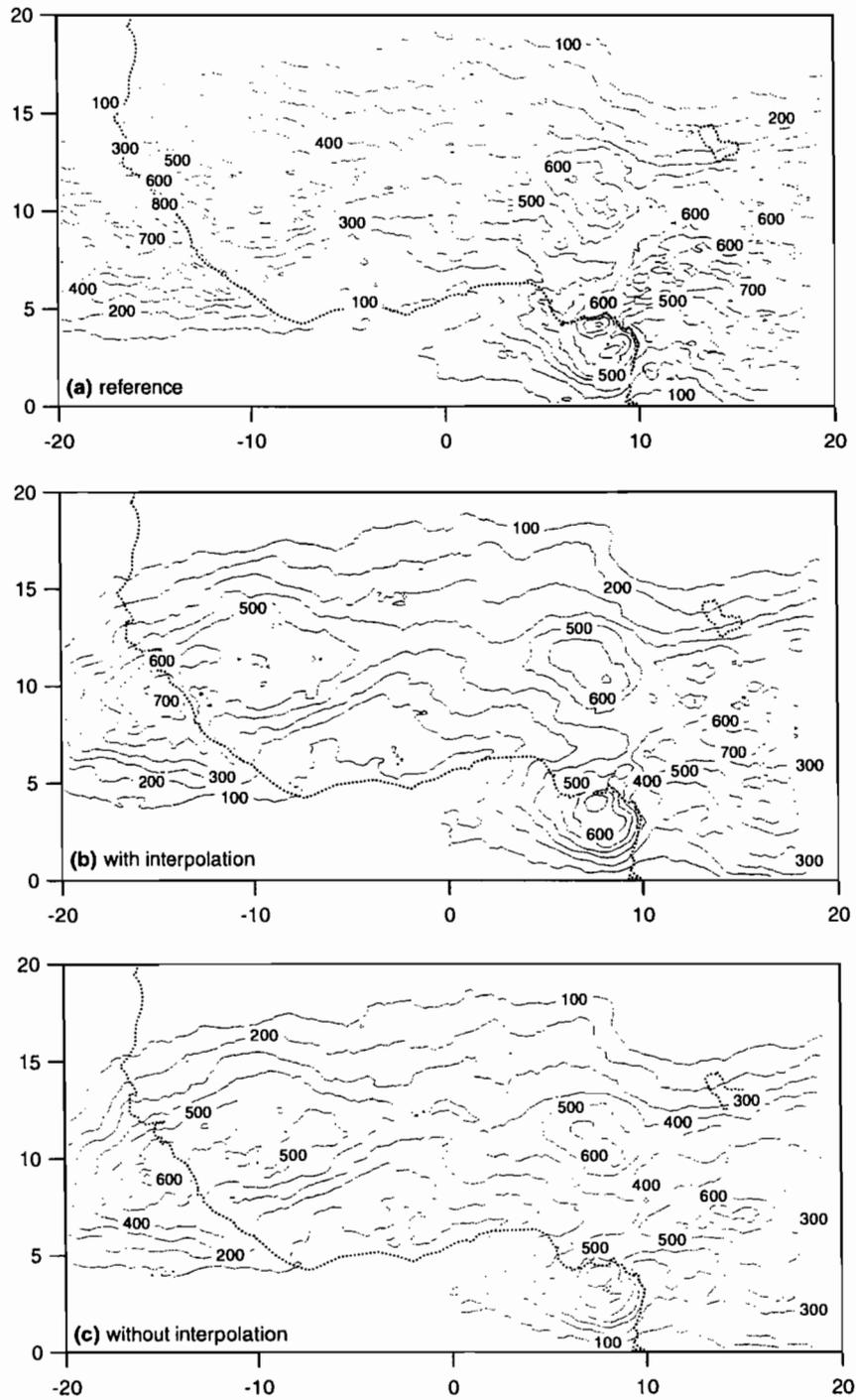


Figure 5. Occurrences of convective cloud from 1 June to 31 August 1998 at a threshold of 233 K. (a) Reference calculated from the images of the entire dataset. (b) Calculated from the tracking outputs obtained with an incomplete dataset (see text) using the interpolation scheme. (c) Same as (b) but without the interpolation scheme.

This period was selected because the dataset was almost complete (only six missing images out of a total of 4416).

MCS occurrences after tracking are computed on the basis of the most unfavourable conditions encountered in the 10-year dataset, i.e. removing five images per day in the 1998 dataset, as described in section 2(c).

MCS occurrences after tracking are reconstituted using ellipsoidal approximations and sampled into a $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ grid. As the time resolution is 0.5 h, local MCS cloudiness duration (h) can be derived by dividing MCC occurrences by two. The results are presented in Fig. 5 and show the actual cloud occurrences (Fig. 5(a)) and MCS occurrences calculated after tracking (Fig. 5(b) and (c)). The interpolation scheme (Fig. 5(b)) makes it possible to obtain a spatial distribution of cloud occurrences very close to the actual one. There is a slight smoothing due to the ellipsoidal approximation. Not using the interpolation scheme (Fig. 5(c)) results in significant underestimation of the cloud occurrences related to the missing images. However, simple scaling by proportion of removed images leads to results similar to those obtained in Fig. 5(b) (not shown). Actually, the interpolation scheme is particularly useful for studies of distributions depending on MCS duration. For instance, the error in the number of long-lived MCSs (life > 24 h) drops from 150% or more to less than 10% when using the interpolation scheme (not shown).

When applying cluster tracking to ISCCP B2 data (time resolution 3 h, one pixel every 30 km) the associated minimum trackable cluster radius is about 100 km (Machado *et al.* 1998). It can be seen in Fig. 4(b) that the contribution of tracked convective clouds to total cloud cover drops from 93% to 80% when the minimum radius rises from 40 to 100 km. For the clusters as defined by the first Maddox (1980) criterion (radius larger than 160 km at 233 K) this percentage drops to 65%. The first Maddox criterion at threshold 233 K is obtained using linear interpolation.

3. MCS DISTRIBUTIONS

In this section we present MCS distributions over the central Sahel. Figure 6 shows the distributions of MCS characteristics according to their lifetime, with values binned into 2 h classes, for the three temperature thresholds. For example, the first class (2 h) contains clusters with a duration of 1, 1.5, 2 and 2.5 h. The longest lifetimes recorded were 133 h, 88.5 h and 50.5 h at the 253 K, 233 K and 213 K thresholds, respectively. The total number of clusters by class of lifetime (Fig. 6(a)) displays a similar decrease for the three populations. With the exception of the very long lifetime, the plot is roughly linear, which means that the relationship follows a power law: $N(\text{life}) \approx \text{life}^{-\alpha}$, where α is between 1.6 and 1.8.

The number of clusters is not relevant to what can be observed in a given image: long-lived clouds are observed over more images than short-lived ones but are less numerous. The cluster frequency (Fig. 6(b)) is computed by multiplying the number of clusters per given lifetime by the lifetime itself, and dividing by the total number of images. This is proportional to the probability of observing a cloud with a duration belonging to a given lifetime class. Again, this plot is dominated by short-lived MCSs. The duration of long-lived MCSs does not compensate their very low number.

Figure 6(c) shows that the mean MCS radius increases with the lifetime. Machado *et al.* (1998) found a roughly linear relationship in the 6–27 h range, with a slope of about 6 km h^{-1} at threshold 245 K for MCSs over the Americas. Within the same range of lifetimes we have found a roughly linear relationship with a slope of about 6.5 km h^{-1} (5 and 4.2 km h^{-1}) at threshold 253 K (233 K and 213 K), consistent with the finding of

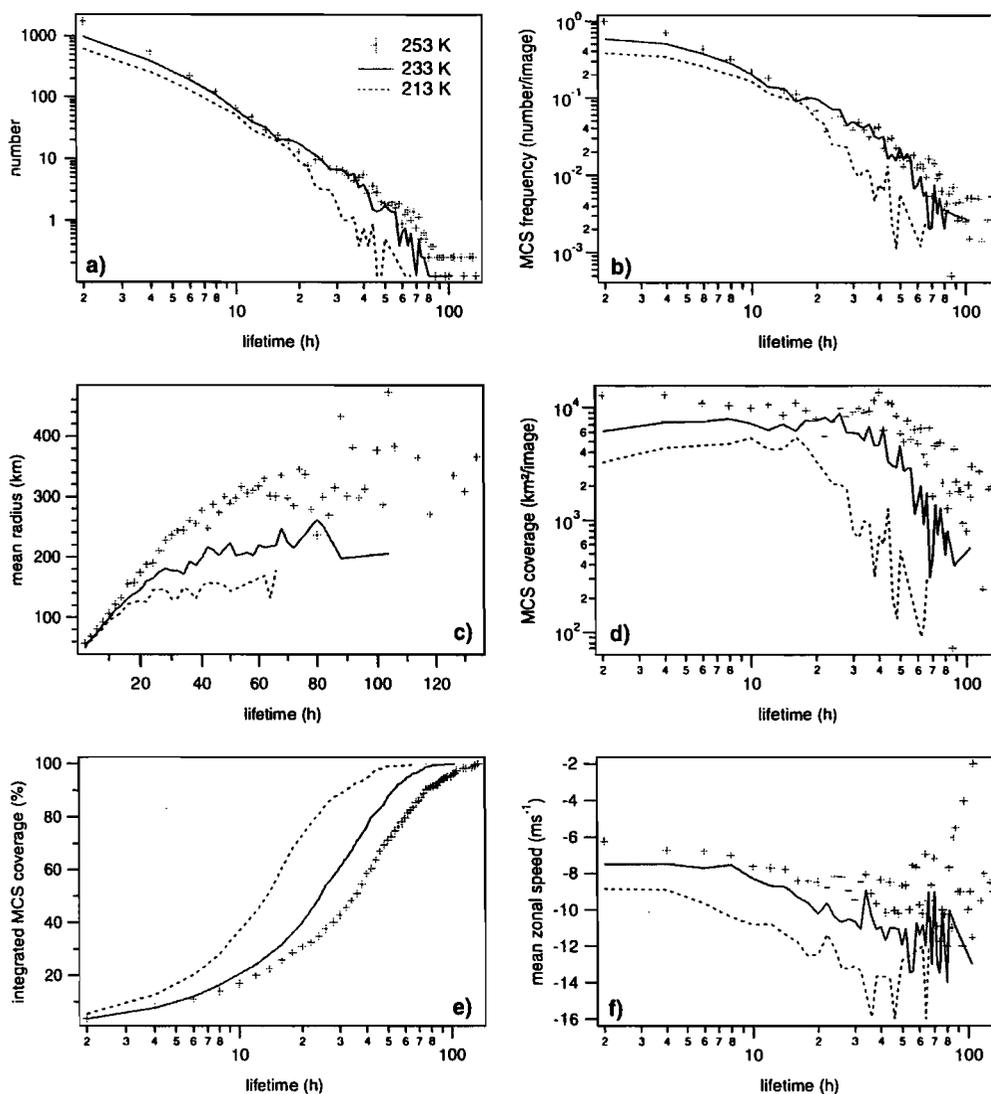


Figure 6. Mean annual distributions versus lifetime (h) at thresholds 253 K (crosses), 233 K (solid line) and 213 K (dashed line). (a) Number of mesoscale convective systems (MCSs). (b) MCS frequency (number per image). (c) Mean MCS radius (km) calculated by averaging the effective radius over the whole life cycle. (d) MCS coverage (km² per image). (e) Integrated MCS coverage fraction (%). (f) Mean MCS zonal speed (m s⁻¹). Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years.

Machado *et al.* (1998). However, they found that the relation between size and lifetime was not sensitive to the temperature threshold used. This difference may result from a better accuracy in determining the duration of MCSs with full resolution. Sahelian MCSs may also have different characteristics compared to those over the Americas where both continental and oceanic MCSs are studied.

The cloud cover (Fig. 6(d)) gives the surface area of each MCS class, expressed in km² per image. This distribution is no longer driven by short-lived clusters. The contribution from each class is roughly constant for shorter lifetimes, up to at least 24 h (16 h for the coldest threshold). The cumulative cloud cover (Fig. 6(e)), deduced from

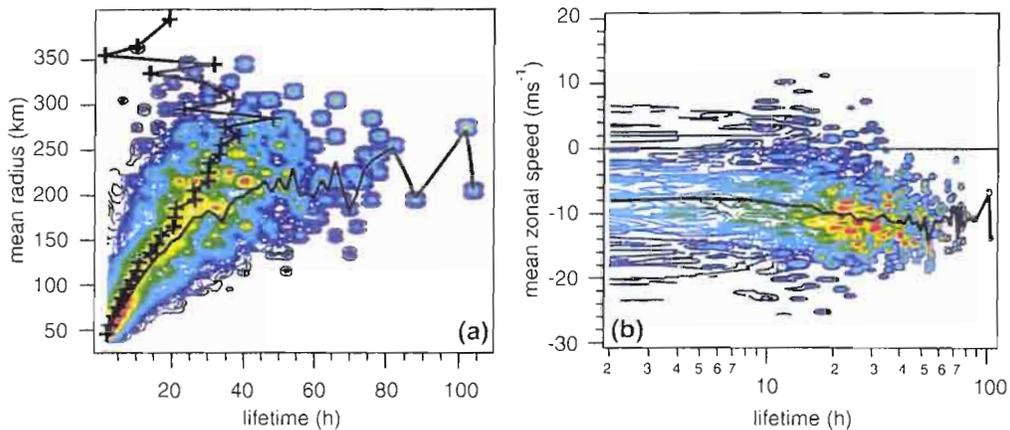


Figure 7. (a) Averaged mean mesoscale convective system (MCS) radius (km) versus lifetime (h; solid line) and averaged lifetime (h) versus mean MCS radius (km; line and + symbols) at threshold 233 K. The corresponding scatter plot is illustrated by contours. The colour wavelength is proportional to the cloud coverage contribution of each class. (b) Averaged mean MCS zonal speed (m s^{-1}) versus lifetime (h; solid line). The corresponding scatter plot is illustrated by contours. The colour wavelength is proportional to the cloud coverage contribution of each class. Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years.

the integration and the normalization of Fig. 6(d), shows that for threshold 253 K (233 K and 213 K), half the total MCS coverage is due to MCSs lasting longer than 35 h (24 h and 14 h). This result demonstrates the importance of very long-lived MCSs, whose very small number (Fig. 6(a) and (b)) is compensated for by their duration and their mean size (Fig. 6(c)).

Convective cloud clusters propagate westward over the Sahel, as shown by the plot of the mean zonal speed (Fig. 6(f)). The mean zonal speed is defined as the mean zonal displacement between the beginning and end of the MCS life cycle. The velocity is generally larger for long-lived than for short-lived clusters, and for the coldest threshold. For very long-lived clusters the speed is around 14 m s^{-1} for the 213 K threshold, 12 m s^{-1} for the 233 K threshold and 10 m s^{-1} for the 253 K threshold. As clusters at a given threshold include all those at a colder threshold, this result shows that the convective cloud clusters with a large active area of convection propagate faster than those with little or no active area of convection. Another interpretation is that squall lines seen in the cold threshold propagate west, leaving behind them a region of slower stratiform cloud which is included in the warmer threshold MCSs. All in all, MCSs are likely to propagate faster during their mature stage when convection is deeper.

As already shown in Fig. 6(c), there is a close relationship between the mean lifetime and the mean radius of MCSs. The significance of this relationship is questionable because the values are widely scattered. Figure 7 displays the scatter plot of the mean MCS radius (Fig. 7(a)) and mean zonal speed (Fig. 7(b)) versus their lifetime, for the 233 K threshold. In these plots, each radius/lifetime class is represented by a marker whose colour wavelength is proportional to the cloud coverage of the MCSs in this class (arbitrary scale). The superimposed curves give the average radius (or zonal speed) in the lifetime class, and the average lifetime in the radius class. This representation shows qualitatively that, with the exception of extreme values, the mean relationship as plotted in Fig. 6 is reasonably representative of the behaviour of the MCSs that contribute most to cloud coverage.

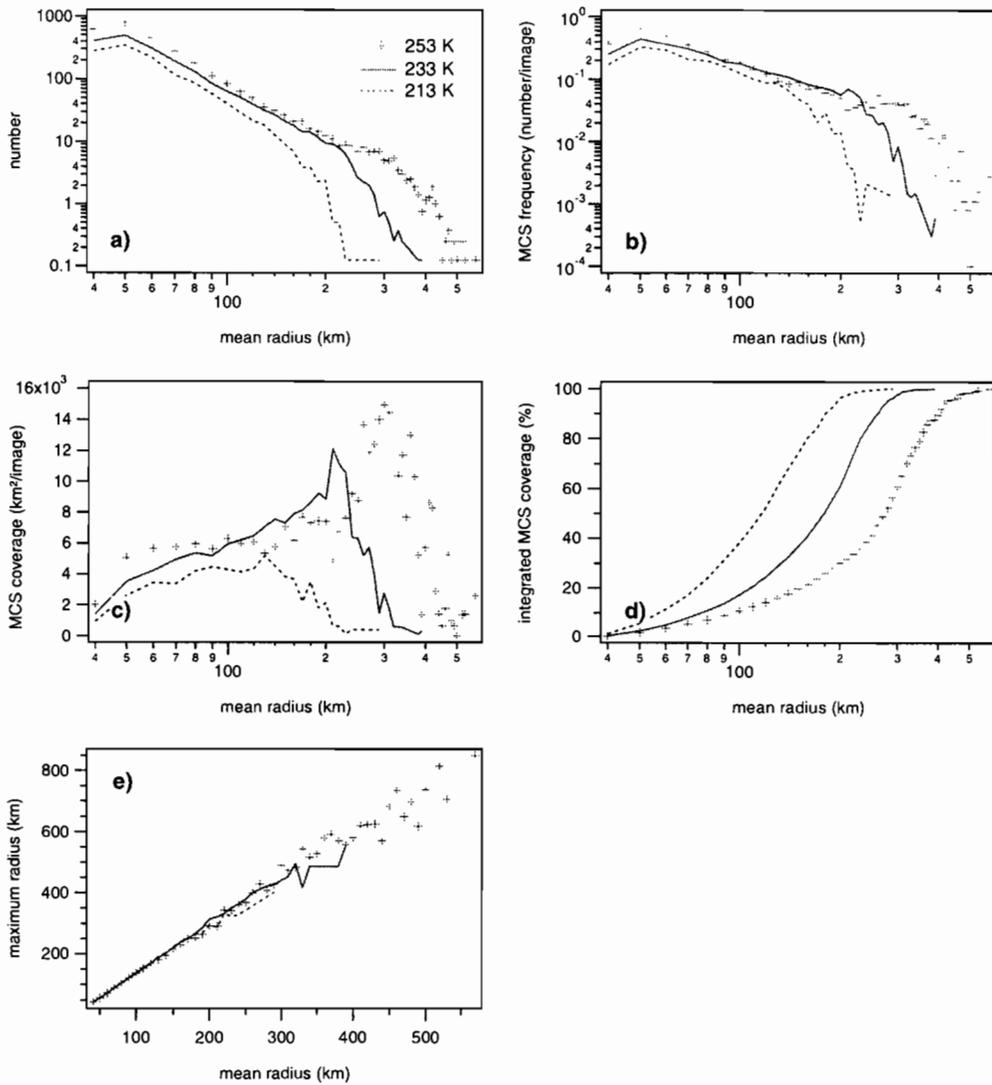


Figure 8. Mean annual distributions versus mean effective radius (km) at thresholds 253 K (+ symbols), 233 K (solid line) and 213 K (dashed line). (a) Number of mesoscale convective systems (MCSs). (b) MCS frequency per image. (c) MCS coverage (km² per image). (d) Accumulated MCS coverage fraction (%). (e) Maximum effective radius (km). Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years.

Figure 8 shows MCS characteristics according to their mean radius, binned into 10 km classes. The number of MCSs in the first class (40 km, i.e. radius between 35 km and 45 km) is diminished by the sub-MCS cut-off.

The number of MCSs (Fig. 8(a)) exhibits a regular decrease, almost linear for $R > 50$ km and $R < R_c$, where R_c is a critical radius of 300 km (210 and 140 km) for the 253 K threshold (233 and 213 K). This can be expressed as a power law according to the radius: $n(R) \approx R^{-\alpha}$. A fitting on the linear part of the graphs gives a value of $\alpha = 2.9 \pm 0.2$.

The cluster frequency $n(R)life/N$, where N is the number of images, is plotted in Fig. 8(b). It gives the probability of observing a cloud with a mean radius within a given

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

391

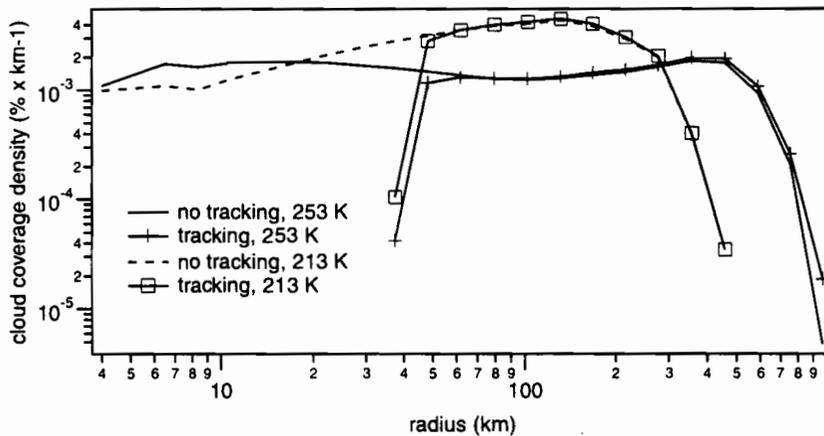


Figure 9. Cloud coverage density ($\% \text{ km}^{-1}$) versus instantaneous effective radius (km) at thresholds 253 K and 213 K. Real distributions (all clouds, no tracking) are compared with tracked mesoscale convective system distributions using the interpolation scheme (tracking). Calculations are based on clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years.

radius class. For the same range of radii as in Fig. 8(a), the distribution in Fig. 8(b) can also be approximated in a power law: $n(R)life/N \approx R^{-\alpha}$, with $\alpha = 1.6 \pm 0.2$. Cloud cover increases according to the mean cluster size (Fig. 8(c)), up to the critical radii already mentioned. This result shows that the small number of large clusters is more than compensated for, in terms of cloud coverage, by their size and lifetime.

Cumulative cloud cover (Fig. 8(d)) shows that consideration of cloud clusters with a mean size larger than 100 km will explain between 60% and 90% of the total cloud cover, depending on the relevant threshold.

The result presented here according to the MCS mean radius would have been very similar if presented according to their maximum radius. There is a very strong relationship between the mean MCS radius and its radius at the time of maximal extent, as shown in Fig. 8(e). The maximum radius R_{max} can be expressed as: $R_{max} = 1.5R$, where R is the mean MCS radius during its lifetime. One may notice that this relationship is verified by a cluster with a linear radius increase, from the beginning to the maximum extent, followed by a linear decrease up to the end.

The behaviour of cluster coverage shown in Fig. 8(c) is consistent with results obtained by Machado *et al.* (1992, 1993). Note that over continental West Africa cloud cover is mostly driven by large clusters whereas the reverse is true over the ocean. Note also that there is a change in the slope between warm and cold thresholds. Machado *et al.* (1992, 1993) did not track cloud clusters, and therefore calculated cluster density according to the instantaneous cluster radius rather than the radius averaged over the life cycle. Applying the same method we have computed the cluster fraction density $S(\Delta R)$ as defined by Machado *et al.* (1992). $S(\Delta R)$ is the cluster coverage density expressed as a fraction of the total cloud cover at the relevant threshold, and computed over radius intervals varying logarithmically with the radius, in order to obtain a similar number of clusters in each interval. Figure 9 shows $S(\Delta R)$ computed for full-resolution images over the eight years as well as for the clusters reconstituted after tracking. It can be compared to Fig. 8 of Machado *et al.* (1992) obtained from low-resolution images. Two main results can be derived: firstly, the results obtained with the mean radius are close

to those obtained with the instantaneous radius; secondly, it is noticeable that our results at full resolution confirm and extend the results obtained at low resolution.

4. DIURNAL CYCLE

(a) Overall MCS diurnal cycle

The diurnal cycle of the relative cloud cover (up to the pixel size) over the central Sahel zone is shown in Fig. 10(a). As expected (see, e.g. Desbois *et al.* 1988; Duvel 1989), convective activity in the central Sahel is maximum in the early evening and minimum at noon. The amplitude of the diurnal cycle is larger for the coldest temperature thresholds according to the results of Duvel (1989) and Machado *et al.* (1993). There is a relative minimum around 2400 LST explained by the missing images associated with the eclipse phenomenon.

The total cloud cover is plotted in Fig. 10(b), as well as the cloud cover of the MCSs, i.e. the tracked cloud clusters. 'After tracking' curves correspond closely to 'before tracking' curves, except around 2400 LST. This is a result of interpolation of missing data. This result shows that the tracking procedure (filtering of sub-MCS, interpolation of missing data) does not induce any systematic bias in the diurnal cycle of cloud coverage, but has a smoothing effect where data are missing. Further analysis will only describe the tracked cloud clusters (MCS) characteristics.

Behaviours of the MCS diurnal cycle for the 233 K threshold are displayed in Figs. 11 and 12. As these behaviours are very similar for the other two thresholds, only the differences will be mentioned. Figure 11(a) shows the number of MCS appearances and disappearances. Spontaneous generations are more modulated by the diurnal cycle than are split-generations. The extent of split-generated MCSs is similar to that of spontaneous-generated MCSs during the period of weak convective activity, but becomes more negligible during high convective activity. The number of split-generated MCSs is proportionally smaller (larger) for the 213 K threshold (253 K), with weak diurnal amplitude. The diurnal cycle of MCS generations is similar for the three thresholds, with a high maximum between 1600 and 1700 LST.

In Fig. 11(a), the number of dissipations and the number of mergers are also plotted. Dissipations are more modulated by the diurnal cycle than are the mergers. The extent of dissipations is greater than merger disappearances, however, mergers significantly increase the number of MCS ends during the afternoon, just after the generation maximum. The same behaviour is observed for the other two thresholds with maximum dissipation around 2100 LST and maximum merging around 1800 LST.

Figure 11(b) displays total MCS numbers and coverage for the 233 K threshold. The number of MCSs decreases after 1900 LST when there are less initiations than dissipations. There is a lag of about 1 h between the maximum number (1900 LST) and the maximum coverage (2000 LST). The rate of decrease is lower for coverage than number, because the mean MCS size is larger at night than during the day. Number variations are very similar for the 213 K and 253 K thresholds. For the 213 K threshold, corresponding to very active convection, coverage variation is almost in phase with number variation, with a minimum at 1100 LST and a maximum at 1900 LST. For the 253 K threshold, corresponding to the whole cluster anvil, coverage reaches its minimum at 1400 LST and its maximum at between 2000 LST and 2400 LST. These features are consistent with a vertical, explosive development of convection at the beginning of the cloud cluster life cycle and with horizontal expansion later.

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

393

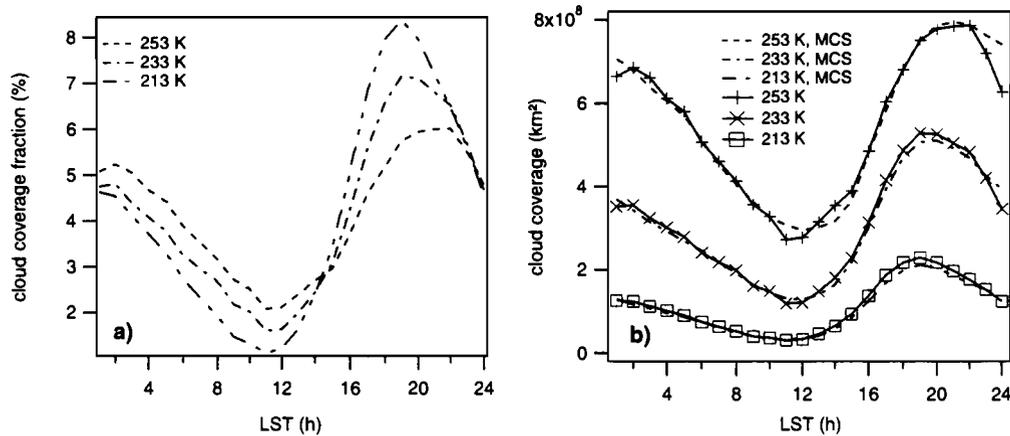


Figure 10. (a) Fraction of mesoscale convective system (MCS) cloud coverage at a given threshold (%) according to local time (h), for thresholds 253 K, 233 K and 213 K. (b) Total cloud coverage (km²) according to local time (h), for thresholds 253 K, 233 K and 213 K. Real distributions are compared with the MCS distributions obtained after tracking with the interpolation scheme. Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years.

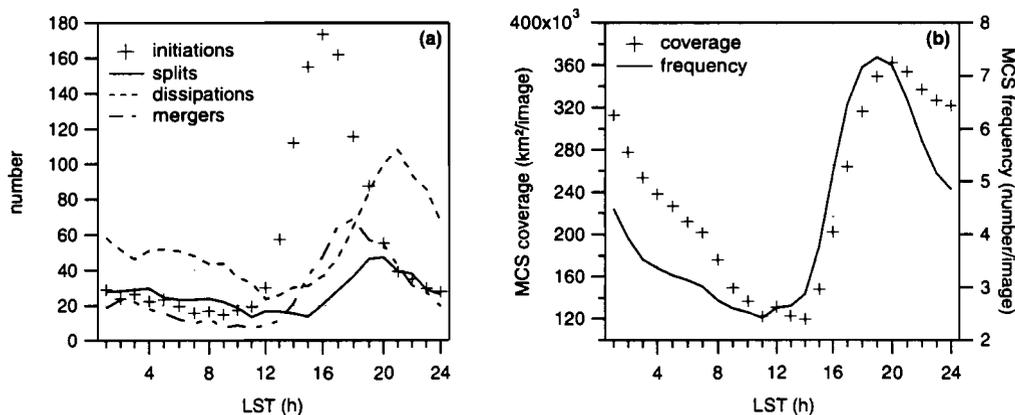


Figure 11. (a) Mean annual number of initiations (crosses), splits (solid line), dissipations (dashed line) and mergers (dot-dashed) according to local time (h), at threshold 233 K. (b) Mesoscale convective system (MCS) cloud frequency (km² per image; solid line) and MCS coverage (number per image; plus signs) according to local time (h), at threshold 233 K. Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years.

(b) Splits and mergers

In Fig. 11(a) we distinguish split-generation from spontaneous generation and merger-end from dissipation. However, the significance of these splits and mergers is questionable because they are highly dependent on the temperature threshold. Split-generation may be associated with weakening of convection or with actual division of a cluster into two (or more) convective entities. Similarly, a merger-end may be the result of convection strengthening or actual merging of two different entities. To study these different cases, mergers and splits are further analysed by considering what is going on at a warmer temperature threshold. The methodology is as follows.

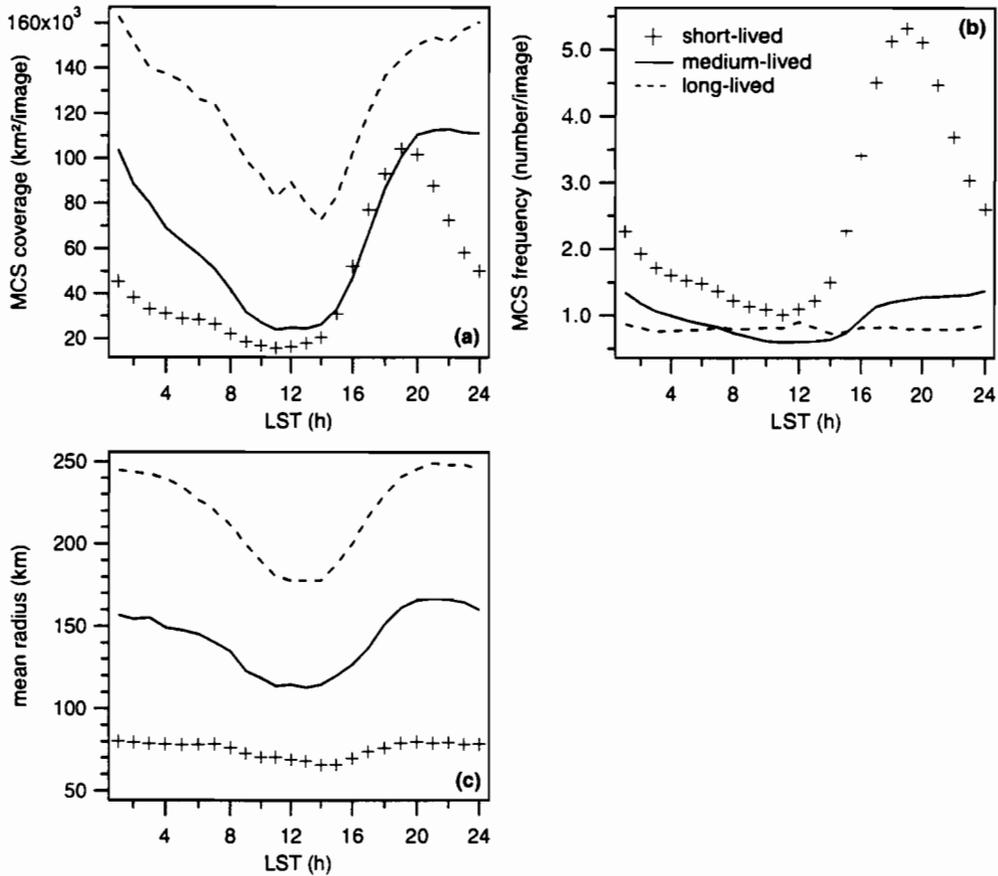


Figure 12. (a) Diurnal variations of mesoscale convective system (MCS) coverage (km^2 per image) for short-lived (duration ≤ 10 h; crosses), medium-lived ($10 \text{ h} < \text{duration} \leq 24$ h; solid line) and long-lived (duration > 24 h; dashed line) MCSs, at threshold 233 K. (b) Same as (a) but for MCS frequency (number per image). (c) Same as (a) but for the mean MCS radius (km). Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years.

- Hypothesis: the limit of convection corresponds to the 253 K threshold, therefore splits and mergers are actual at this threshold.

- Splits at 233 K or 213 K: suppose MCS1 is a cluster which splits into MCS1 and MCS2 at time t_0 . The earliest of the disappearances of MCS1 and MCS2 occurs at t_1 . If, between t_0 and t_1 , the corresponding MCS at 253 K remains the same for MCS1 and MCS2, then we consider the split is due to weakening of convection. Otherwise, it is an actual split of different convective entities. Therefore we take into account the fact that MCS splits can occur at multiple levels but not simultaneously.

- Mergers at 233 K or 213 K: these are treated the same as splits at 233 K or 213 K.

In other words, convective entities are defined here by their anvils at 253 K. Splits or mergers of MCSs at a colder threshold are considered as actual only if they belong to different convective entities.

Table 2 shows the number of splits and mergers for different thresholds taking into account this classification. The number of splits or mergers due to variations in convective intensity (artificial mergers or splits) is much greater than actual splits or

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

395

TABLE 2. DIVISION (%) OF CLUSTER
(a) MERGERS AND (b) SPLITS INTO ARTIFICIAL AND ACTUAL CLASSES

		233 K	213 K
(a) mergers	artificial	49	79
	actual	51	21
(b) splits	artificial	79	93
	actual	21	7

Artificial mergers: the variation of convective activity within a single convective entity. Actual mergers: the actual merging of different convective entities. Results obtained using clusters which crossed the Sahel during summer over eight years.

mergers for the two thresholds. The proportion of actual mergers is much greater than the proportion of actual splits for the two thresholds. An interesting result is that at the coldest threshold, representative of very active convection, 21% of all mergers are due to actual mergers of convective entities defined at 253 K. This is not true for the splitting process, where only 7% of very active convective clusters can split into different entities. The same behaviour can be observed for the 233 K threshold, showing that splits are mostly associated with weakening of convection and that convective organization is not a negligible process. The diurnal cycle of the actual mergers is much more pronounced than that of artificial mergers (not shown), with a maximum around 1700–1800 LST. The maximum of actual splits (not shown) occurs around 1800–2000 LST, whereas the maximum of artificial splits occurs slightly later, around 1900–2100 LST.

(c) *MCS diurnal cycle and lifetime*

Three classes of MCS lifetimes are defined: short-lived (duration < 10 h), medium-lived ($10 \text{ h} \leq \text{duration} \leq 24 \text{ h}$) and long-lived (duration > 24 h). The diurnal cycle of MCS cover, number and radius has been computed for the three classes of lifetime. Figure 12(a) shows that the diurnal cycle of the cloud coverage is comparable for all three classes, with the exception of maximum coverage time. Due to number distribution and the interdependence of size and duration, short-lived MCSs are much more numerous (Fig. 12(b)) and have a smaller size (Fig. 12(c)) than long-lived MCSs. The diurnal cycle of short-lived MCS number is very close to that of the total MCS number (Fig. 11(b)), with a wide amplitude, whereas their mean size is small and varies little during the day. For long-lived MCSs, the number is smaller in comparison, whereas the size has a pronounced diurnal cycle which explains coverage variations. For medium-lived MCSs, variations in cloud coverage are explained by variations in both number and size. The number of splits and mergers of medium- and long-lived MCSs is small (typically 5% of the total) and does not show any significant diurnal cycle (not shown). The number of spontaneous generations of long-lived MCSs has a well-marked peak around 1400 LST, whereas the short-lived MCS generation peak is around 1600 or 1700 LST (not shown). This result shows that the probability of a developing convective cloud evolving into a long-lived cluster is less in the case of late generation. The general diurnal cycle of the convective systems can be summarized as follows: the maximum generation at 1600 LST produces a maximum of systems at 1900 LST; the clusters aggregate (maximum of actual mergers at 1700–1800 LST), leading to a reduced number and a larger mean size; irrespective of actual mergers, the development of convection also leads to a reduced number (artificial mergers) and a larger mean

size; the maximum of convective cloud cover occurs at 2000 LST; at midnight, the small clusters have vanished, either by dissipation or by merging into larger clusters, and cloud cover is due to the large and long-lived clusters.

5. SPATIAL VARIABILITY

In this section we present spatial distributions of some MCS characteristics over West Africa, averaged over the same time period as in the previous sections (21 June to 14 September for the years 1989–92 and 1995–98).

As already mentioned, convective cloud occurrences are worth studying as they are, to a first approximation, statistically linked to accumulated rainfall; this is the basis of most satellite rainfall estimation methods using the IR channel, such as the GOES Precipitation Index (Arkin 1979). Figure 13 shows for the three thresholds the mean annual MCS occurrences sampled into a $0.2^\circ \times 0.2^\circ$ grid. Actually, each MCS area is reconstituted from its ellipsoidal shape and, as already discussed in section 2(e), these maps are representative of actual cloud occurrences.

The maximum of very intense convective clouds (threshold 213 K) of the intertropical convergence zone is almost zonally distributed over the central Sahel at 12.5°N . At warmer temperature thresholds, the maximum of convective cloud is located further south; it is at about 10.5°N for the 253 K threshold.

Figures 14(a) and 14(b) show the mean annual number of initiations for long-lived MCSs (duration 24 h) and for short- and medium-lived MCSs (duration <24 h) for the 233 K threshold. Actually, for each spontaneous generation (split-generated MCSs have not been taken into account here), an area of 5000 km^2 (i.e. 9 grid points) centred on the MCS's location has been considered. Therefore the maps of Fig. 14 give MCS occurrences at the time of generation. Long-lived MCS initiations (Fig. 14(a)) are rare and proportionally greater to the north of 9°N . There is a noticeable generation maximum over the Jos plateau (9°N , 8°E) and another over the Guinea coast. On the right-hand side of the map one can observe an anomaly corresponding to the edge of the images used for most of the years. Figure 14(b) is very close to the total number of initiations, since short- and medium-lived MCSs account for most of the total number. It can be seen in Fig. 14(b) that MCSs tend to be orographically triggered (see Fig. 1), as already noted for instance by Rowell and Milford (1993) and Hodges and Thorncroft (1997). Over the central Sahel 55% of initiations occur above 400 m, corresponding to 20% of the area. Note that 45% of initiations occur below 400 m, which means that large-scale orography is not the only trigger of convection. There is again a generation maximum over the Jos plateau and some weaker maxima over other highlands: Cameroon mountains (7°N , 12°E), Fouta Djallon (10°N , 10°W), Air mountains (18°N , 8°E), Atakora mounts (9°N , 1°E). There are also high maxima of initiation around the Guinea and Nigerian coasts. These regions are both characterized by a maximum of low-level humidity convergence and a relatively high sea surface temperature.

Figure 15 shows cluster dissipations (merger-ended MCSs not being taken into account), computed as in Fig. 14. Again, total dissipations are driven by short-lived clusters. Maxima are in regions of high total-cloud coverage (see Fig. 13). They are in the same locations as generation maxima, or westward-shifted as in the example of the Jos plateau maximum. For long-lived MCSs (Fig. 15(a)), dissipation maxima are not very well marked. One can note that many long-lived MCSs dissipate over the ocean, west of the Guinea coast. Although there are no clearly preferential regions of dissipation from a latitudinal point of view over the continental Sahel, one can observe

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

397

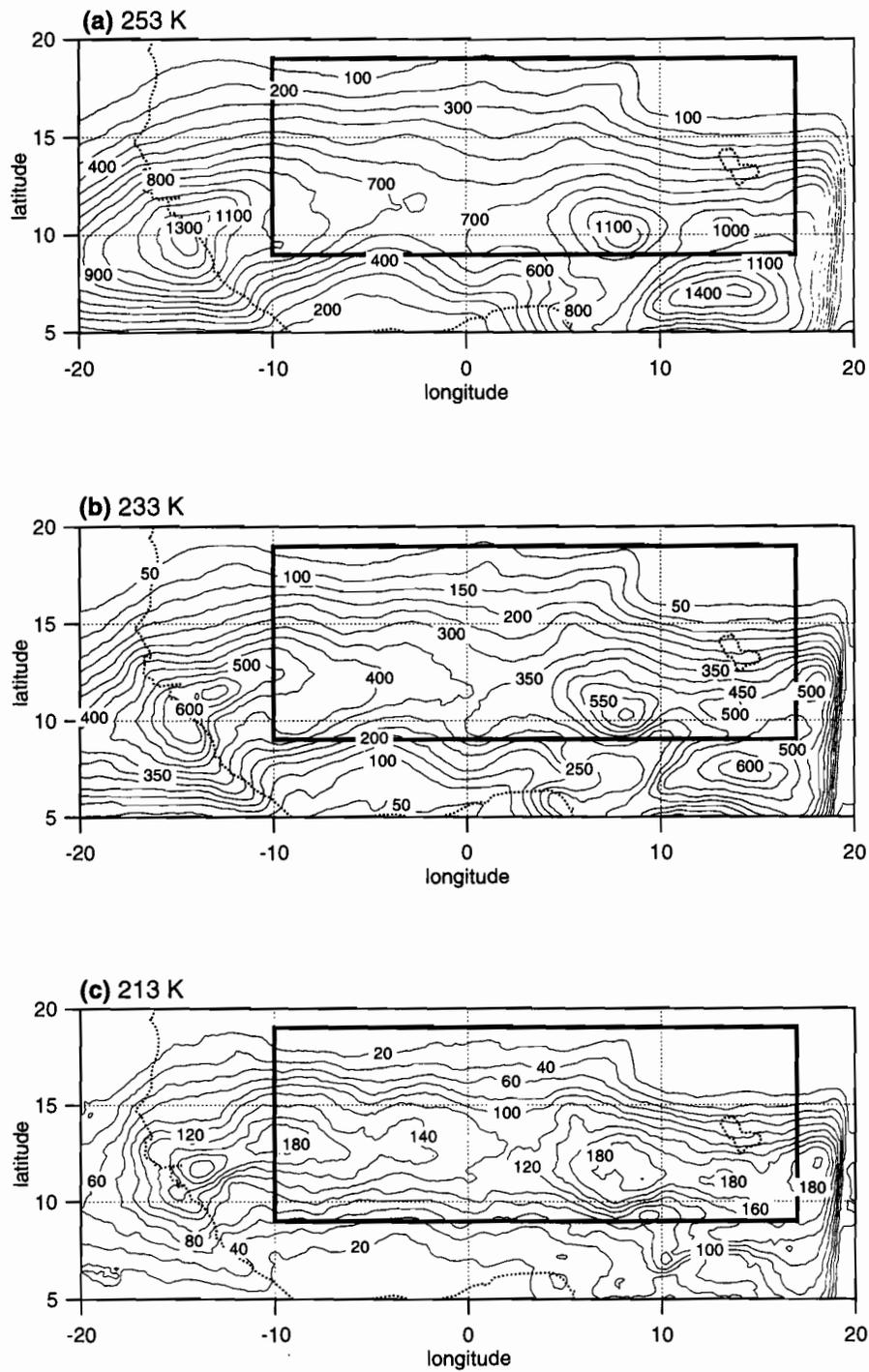


Figure 13. (a) Mean annual mesoscale convective system occurrences at threshold 253 K. (b) Same as (a) but for the 233 K threshold. (c) Same as (a) but for the 213 K threshold. Results obtained during summer over eight years. The central Sahel area is shown by the boxes.

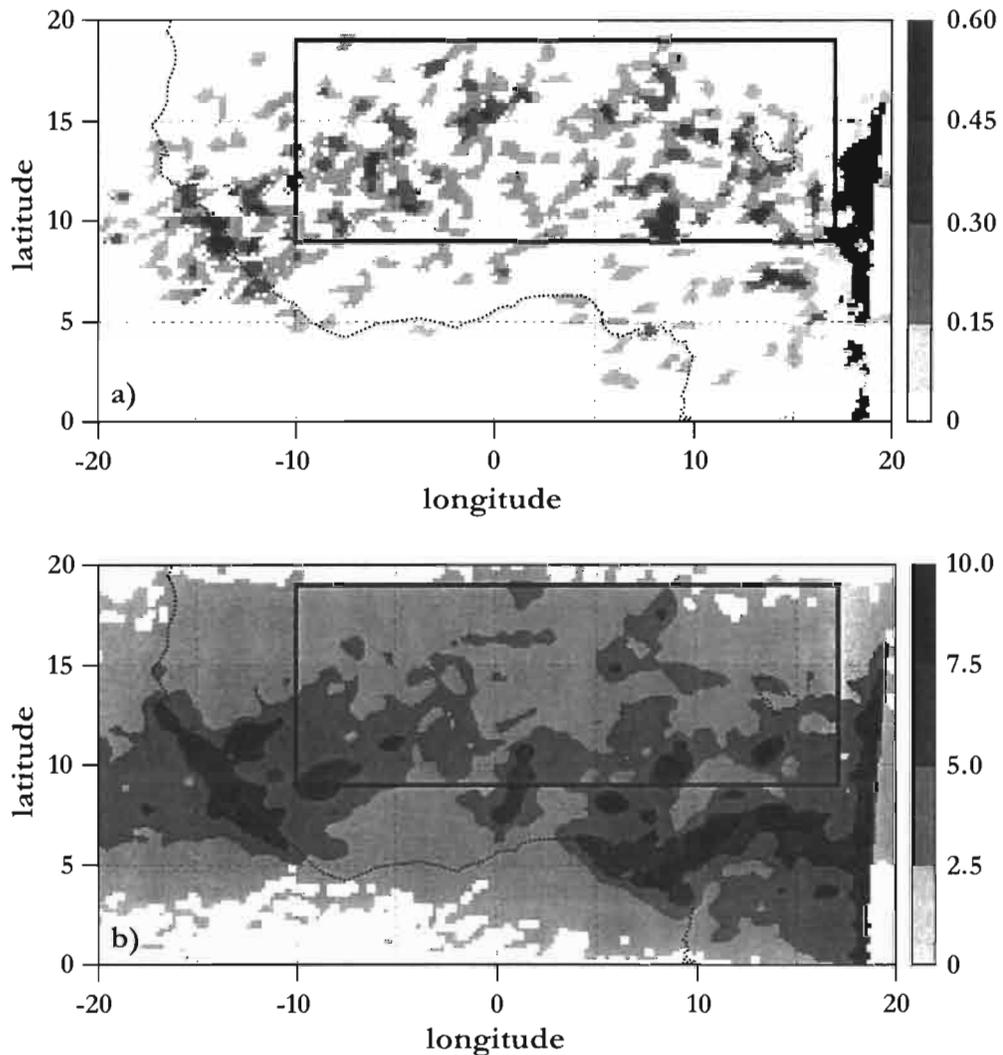


Figure 14. (a) Long-lived annual mesoscale convective system (MCS) occurrences at initiation time, at threshold 233 K. Only spontaneous initiations of MCSs with a lifetime of more than 24 h are considered. (b) Same as (a) but for the MCSs with a lifetime of less than 24 h. Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years. The central Sahel is shown by boxes.

that dissipations are more concentrated to the south of 15°N. Actually we have observed many long-lived MCSs with south-westward trajectories. Desbois *et al.* (1988) and d'Amato and Lebel (1998) observed similar behaviour. Such trajectories can explain the southward shift between long-lived MCS initiations and dissipations.

Figure 16(a) displays the contribution of long-lived MCSs (duration ≥ 24 h) to the total MCS occurrences (Fig. 13) for the 233 K threshold. Over the continental Sahel, about 50% of all MCS occurrences are related to long-lived MCSs, and the largest contributions are concentrated to the south of 15°N. Moreover, long-lived MCSs defined at 233 K account for 60% of the Sahelian deep convective coverage (213 K, not shown). Another way to demonstrate the importance of long-lived clusters with regard to total cloud cover is to compute the mean lifetime of the convective pixels. The methodology

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

399

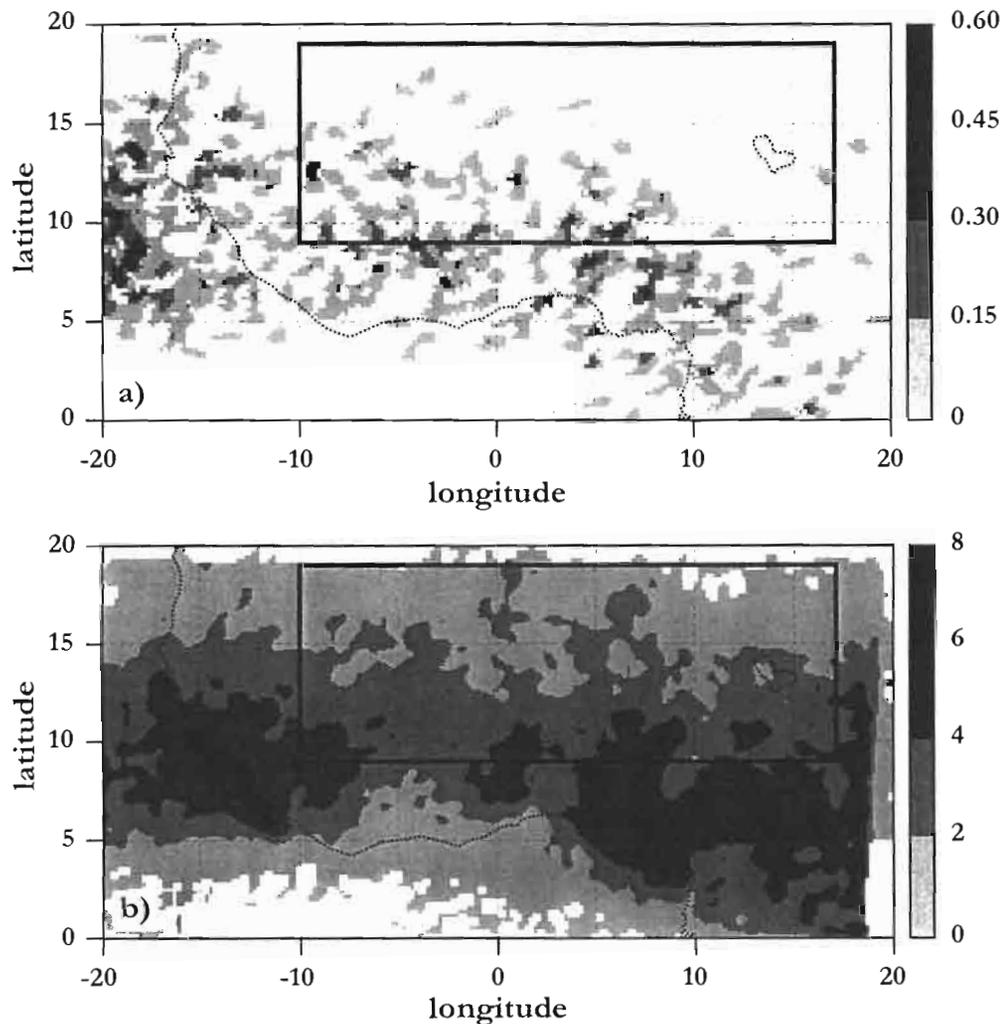


Figure 15. As Fig. (14) but at dissipation time.

is the same as for calculation of mean annual MCS occurrences (Fig. 13), however, each cloudy grid cell is given the value of the lifetime of the corresponding MCS, rather than unity. The results in Fig. 16(b) show long mean lifetimes, up to 30 h over the continental Sahel. This result is quite different from the direct average of the MCS lifetime (figure not shown). The latter reflects the behaviour of very short-lived clusters which are most numerous, and is therefore closely related to the time resolution of the dataset used.

Figure 16(c) shows the mean zonal speed modulus. It is calculated here as the mean westward displacement between the beginning and the end of the cluster, because half-hourly speed is too dependent on cluster shape change, particularly in the case of merging or splitting. The result displayed has been computed with the same methodology as for mean duration, for the purpose of representing the mean speed of the convective pixels. The MCS speed is a maximum over the central Sahel.

400

V. MATHON and H. LAURENT

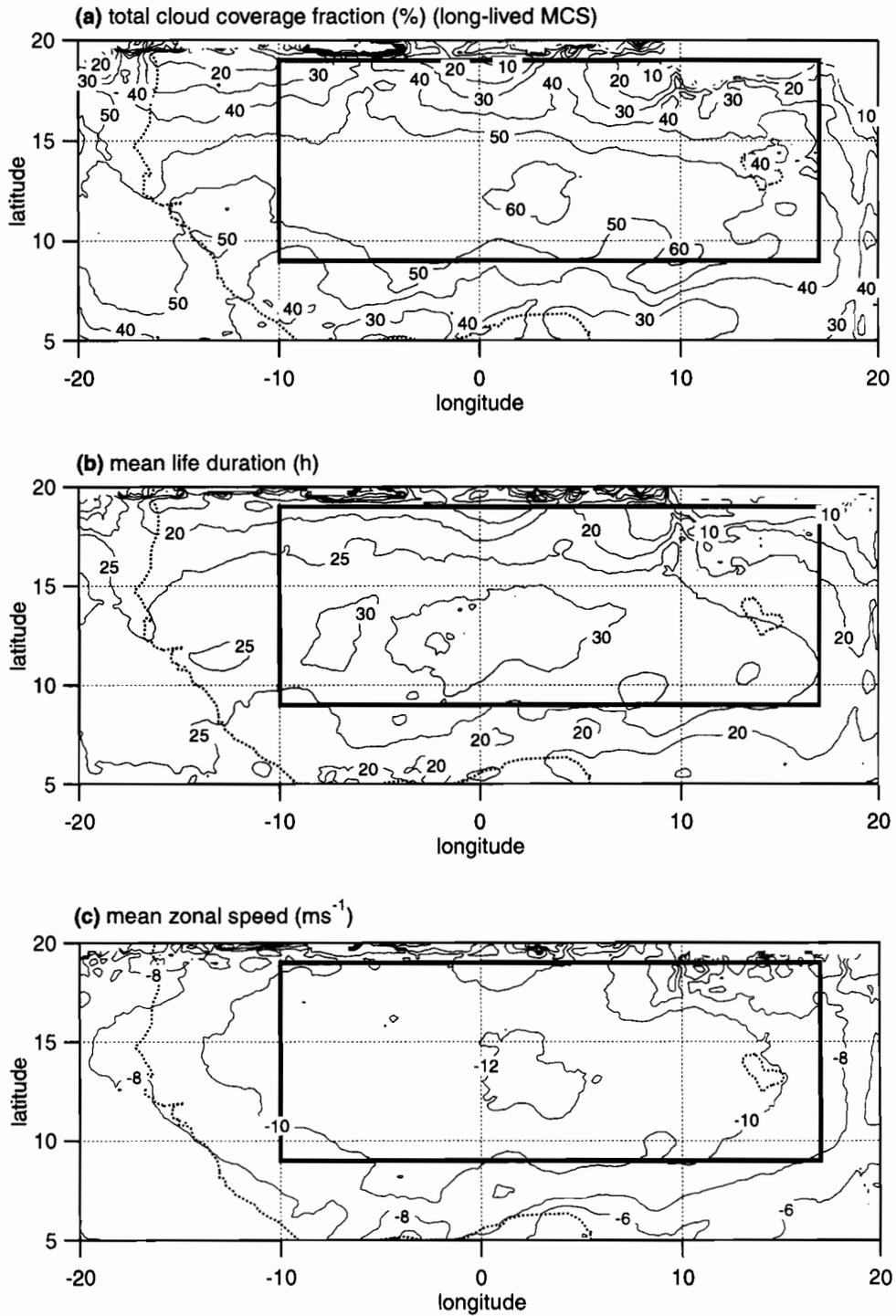


Figure 16. (a) Fraction (%) of total mesoscale convective system (MCS) occurrences corresponding to those with a lifetime greater than 24 h. (b) Mean MCS lifetime (h). (c) Mean MCS zonal speed (m s^{-1}). Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years for the threshold 233 K. The central Sahel is shown by boxes.

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

401

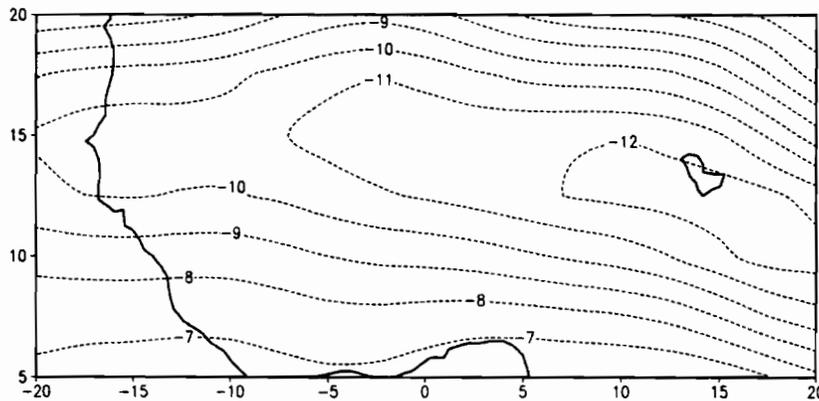


Figure 17. Mean zonal wind (m s^{-1}) over West Africa at 600 hPa computed from the National Centers for Environmental Prediction re-analysis over the period 21 June to 14 September over eight years (1989–92 and 1995–98).

The mean zonal speed of squall lines over the Sahel obtained by Desbois *et al.* (1988) was between 12 and 19 m s^{-1} . The mean speed presented in Fig. 16(c) is smaller, which is not surprising as the squall lines are known to be the fastest among the MCSs. Desbois *et al.* (1988) also computed the speed as the mean of three-hourly displacements, which can lead to slightly greater values than those shown in Figure 16(c). Figure 17 shows the mean zonal wind speed at the 600 hPa level where the African easterly jet (AEJ) is a maximum, computed from the National Centers for Environmental Prediction (NCEP) re-analysis over the corresponding time period. It can be seen that the magnitude of the AEJ is similar to the MCS speed. Note that the MCS mean speed is lower than the AEJ over the eastern Sahel, where the AEJ is a maximum.

Results shown in Fig. 16(b) and (c) at threshold 233 K were computed at threshold 213 K (not shown). The mean duration is a maximum (8 h) over the central Sahel between 12 and 16°N . Within the 12 – 16°N belt, the mean speed is larger by about 2 m s^{-1} than that at threshold 233 K. Consequently, over the central Sahel the mean speed at threshold 213 K is very similar to the mean AEJ magnitude, where the AEJ is a maximum and slightly greater to the west of 5°E .

The importance of the MCCs as defined by Maddox (1980) has been evaluated. The Maddox definition of a MCC (see section 2(a)) was adapted to our temperature thresholds: MCCs are defined here as MCSs satisfying the following conditions:

- (i) area $\geq 80\,000 \text{ km}^2$ at the 233 K threshold; and
 - (ii) interior cold cloud region at the 213 K threshold must have an area $\geq 30\,000 \text{ km}^2$;
- and
- (iii) conditions (i) and (ii) must be satisfied simultaneously for at least six consecutive hours; and
 - (iv) eccentricity (minor axis/major axis) must be ≥ 0.7 at the time of maximum extent.

This selection gives a total of 255 MCCs for the eight years. Figure 18(a) shows that MCC occurrences tend to be located between 10 and 15°N , where they account for roughly 15% of the MCS coverage (Fig. 18(b)). Figure 18(c) shows the spatial distribution of mean MCC zonal speed. One may notice that MCCs move faster to the west of 5°E than to the east of 5°E and over the ocean. Compared to the spatial

402

V. MATHON and H. LAURENT

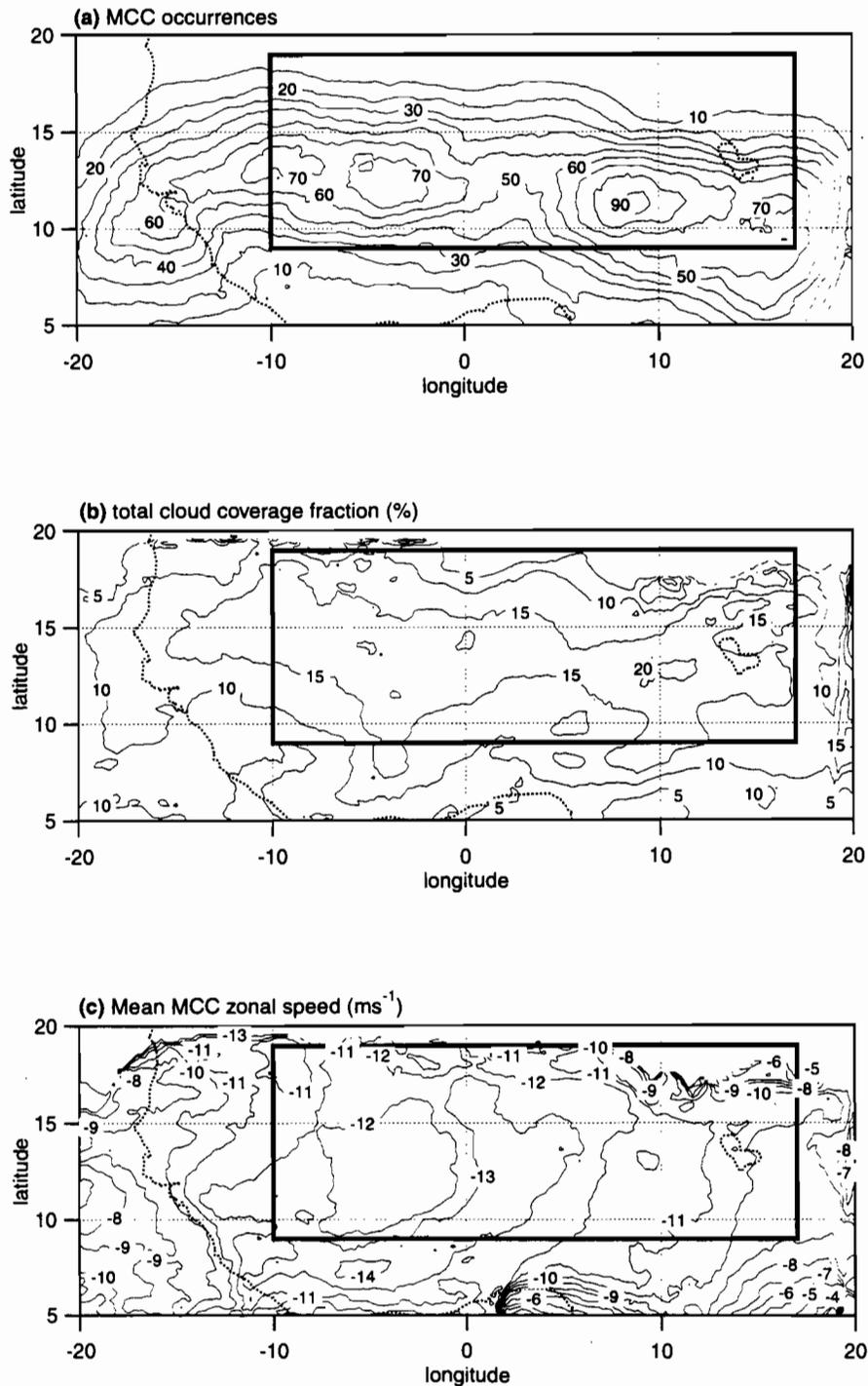


Figure 18. (a) Mean annual mesoscale convective complex (MCC) occurrences. (b) Fraction (%) of total mesoscale convective system occurrences explained by MCCs. (c) Mean MCC zonal speed (m s^{-1}). Results were obtained using clusters which crossed the central Sahel during summer over eight years for threshold 233 K. The central Sahel is shown by boxes.

distribution of the mean MCS zonal speed (Fig. 16(c)), the MCC mean speed is greater by about 1 m s^{-1} , which is consistent with the fact that the speed of long-lived MCSs is greater than average. Note that mean MCC zonal speed is slightly greater than the AEJ to the west of 5°E and slightly less to the east.

A comparison between long-lived MCS occurrences (Fig. 16(a)) and MCC occurrences, shows that the MCC classification does not represent all organized MCSs over the Sahel. Long-lived MCSs (*life* > 24 h) account for 50% of the total MCS cloud coverage at threshold 233 K, whereas MCCs account for less than 15%.

6. SUMMARY

An automated method for tracking mesoscale convective systems is an important tool for characterizing the behaviour of convection using comprehensive satellite observations. A tracking algorithm has been presented, demonstrating that it is possible to track MCSs with an overlap method through almost their entire life cycle. For example, 93% of the total cloud coverage at threshold 233 K can be tracked from full-resolution images. Despite an MCS cut-off of 5000 km^2 and with a long time resolution, it is possible to evaluate most MCS lifetimes with an error margin of less than 2 h (this error is obtained by extending the tracking to a few pixels). Such precision gives good determination (<1 h) of MCS initiation and dissipation times. Cases of regeneration related to size cut-off are rare. As an MCS life cycle is interpolated when data are missing, the number of systems tracked can be determined with high accuracy. This point is important for future studies on interannual variability in convective activity. By combining the three thresholds, and assuming that threshold 253 K corresponds to the limit of convection (Duvet 1989; Mapes and Houze 1993), one can provide an interpretation of observed splits and mergers. It has been shown that the merging of different active convective entities is not a negligible process.

An eight-year high-resolution climatology of Sahelian MCSs has been derived using this tracking methodology. As shown by Machado *et al.* (1998), we found a power law relationship between the number of MCSs and their lifetime. The mean MCS radius is related to the lifetime, with a roughly linear relationship in the 6–27 h range. This relationship is sensitive to the temperature threshold.

It was also found that a few long-lived MCS mostly explain the total cloud coverage. For example, MCSs with a lifetime greater than 24 h contribute to half the total cloud coverage at threshold 233 K. With the relationship between mean radius and lifetime, comparable results are obtained versus mean radius. At 253 K the anvil of cloud clusters larger than $10\,000 \text{ km}^2$ accounts for 90% of the total cloud coverage; at 213 K the very active convective MCSs larger than $10\,000 \text{ km}^2$ account for 60% of the total cloud coverage. This kind of result is interesting, because $10\,000 \text{ km}^2$ lies within the typical range of horizontal resolution in general circulation models.

Diurnal variations of cloud coverage are similar to those obtained by Desbois *et al.* (1988), Duvet (1989) or Machado *et al.* (1993) with a maximum of convective activity in the early evening and a minimum at noon. For short-lived MCS (duration < 10 h) diurnal variations of the number of systems explain the diurnal variations of cloud coverage, whereas for long-lived MCS, diurnal variations of the cloud coverage are related to the diurnal variations of the systems size. MCS initiations exhibit large diurnal variations with a maximum between 1600 and 1700 LST. Maximum generation of long-lived MCS occurs earlier, around 1400 LST. This result is consistent with results obtained by Rowell and Milford (1993) with short-lived and long-lived squall lines. Further analysis on split-generations and merger-ends shows that most splits are related to a weakening

of convection. Actual splits of two MCSs are rare for deep convection. Similarly, a large part of cluster mergers is related to intensification of convection. However, actual mergers are not negligible. This type of merging exhibits a large diurnal cycle with a maximum in the afternoon around 1700 LST.

Spatial variability of convective cloud clusters has also been investigated. As already shown by Rowell and Milford (1993), Thorncroft and Haile (1995), and Hodges and Thorncroft (1997), most initiations are orographically determined. Coastal regions associated with high sea surface temperature (Guinea and Nigerian coasts) are also preferred regions for initiations. Dissipation maxima are also determined by orography and the ocean. In fact, most MCSs are short-lived, so their dissipation location is close to their initiation location.

Hodges and Thorncroft (1997) and Hodges (1998) discussed the conditions required for convective activity to develop. The requisite convective available potential energy (CAPE) is built up through low-level advection of warm moist air (i.e. a high value of low-level equivalent potential temperature) associated with an unstable vertical thermodynamic profile. Additionally, the vertical wind shear associated with the AEJ favours the organization of convective systems into long-lived propagating systems such as squall lines.

MCSs generally propagate westwards, and their speed increases when their lifetime is long. Additionally, MCSs are likely to propagate faster during the mature stage when convection is stronger. Mean MCS zonal speed roughly corresponds to the AEJ. At threshold 213 K and to the west of 5°E, mean MCS zonal speed is slightly greater than the mean AEJ zonal component.

The importance of MCCs, as defined by Maddox (1980), has been also investigated. MCCs explain 10% to 15% of total MCS coverage at threshold 233 K. One can observe a relatively good agreement between mean MCC zonal speed and the mid-level mean zonal wind to the east of 5°E. To the west of 5°E, as observed at threshold 213 K, the mean MCC zonal speed becomes slightly greater than the mean AEJ zonal component.

High-resolution tracking provides results that generally confirm and extend those obtained by previous authors with low resolution. This is particularly noticeable for spatial variability. Results depending on cloud coverage should not be very different whether one uses full or low resolution, since it has been demonstrated that MCSs contributing to most of the cloud cover are long-lived and large clusters. Over the Sahel up to 60% of the total cloud cover is due to long-lived (≥ 24 h) MCSs. However, statistical distributions of lifetime, as well as statistics on the number of MCSs, could be somewhat different since the accurate measurement of lifetimes and determination of cases of re-generation, are difficult to obtain with low resolution.

It was beyond the scope of this study to address all the issues mentioned in the introduction, such as scale interactions from the convective cell to the largest scale, interactions of convective systems with easterly waves or statistics for model parametrizations. However, results presented here document the convective systems' life-cycle, and show that a small number of major convective events explain most of the total convective cloud cover. Based on these results further studies are foreseen in order to address some of the remaining mentioned issues.

ACKNOWLEDGEMENT

This study was supported by the European WAMP (West African Monsoon Project) programme.

SAHELIAN CLOUD SYSTEMS

405

REFERENCES

- Arkin, P. A. 1979 The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Weather Rev.*, **107**, 1382–1387
- Arnaud, Y., Desbois, M. and Maizi, J. 1992 Automatic tracking and characterization of African convective systems on Meteosat pictures. *J. Appl. Meteorol.*, **31**, 443–453
- Aspliden, C. I., Tourre, Y. and Sabine, J. B. 1976 Some climatological aspects of West African disturbance lines during GATE. *Mon. Weather Rev.*, **104**, 1029–1035
- Chen, S. S. and Houze, R. A. 1997 Diurnal variation and life cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 357–388
- D'Amato, N. and Lebel, T. 1998 On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.*, **18**, 955–974
- Desbois, M., Kayiranga, T., Gnamien, B., Guessous, S. and Picon, L. 1988 Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983, 1984 and 1985 from the analysis of METEOSAT ISCCP data. *J. Climate*, **1**, 867–904
- Diedhiou, A., Janicot, S., Viltard, A., de Félice, P. and Duvel, J. P. 1998 Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: results from NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dyn.*, 15795–15822
- Duvel, J. P. 1989 Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part I: Interannual and diurnal variations. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 2782–2799
- 1990 Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part II: Modulation by easterly waves. *Mon. Weather Rev.*, **118**, 1855–1868
- Fritsch, J. M., Kane, R. J. and Chelius, C. R. 1986 The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **25**, 1333–1345
- Gamache, J. F. and Houze, R. A. 1983 Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1835–1850
- Hodges, K. I. 1998 Feature-point detection using distance transforms: application to tracking tropical convective complexes. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 785–795
- Hodges, K. I. and Thorncroft, C. D. 1997 Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP METEOSAT imagery. *Mon. Weather Rev.*, **125**, 2821–2837
- Jobard, I. and Desbois, M. 1992 Remote sensing of rainfall over tropical Africa using METEOSAT infrared imagery: sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote Sensing*, **13–14**, 2683–2700
- Laing, A. G. and Fritsch, J. M. 1993 Mesoscale convective complexes in Africa. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 2254–2263
- 1997 The global population of mesoscale convective complexes. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **123**, 389–405
- Laurent, N. D'Amato, and Lebel, T. 1998 How important is the contribution of the mesoscale convective complexes to the Sahelian rainfall? *Phys. Chem. Earth*, **23**, 629–633
- Machado, L. A. T. and Rossow, W. B. 1993 Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 3234–3260
- Machado, L. A. T., Desbois, M. and Duvel, J. P. 1992 Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Weather Rev.*, **120**, 392–406
- Machado, L. A. T., Duvel, J. P. and Desbois, M. 1993 Diurnal variations and modulation by easterly waves of the size distribution of convective cloud clusters over West Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 37–49
- Machado, L. A. T., Rossow, W. B., Guedes, R. L. and Walker, A. W. 1998 Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 1630–1654
- Maddox, R. A. 1980 Mesoscale convective complexes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **61**, 1374–1387
- Mapes, B. E. and Houze, R. A. 1993 Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Mon. Weather Rev.*, **121**, 1398–1415
- Martin, D. W. and Schreiner, A. J. 1981 Characteristics of West African and east Atlantic cloud clusters: a survey from GATE. *Mon. Weather Rev.*, **109**, 1671–1688

406

V. MATHON and H. LAURENT

- Miller, D. and Fritsch, J. M. 1991 Mesoscale convective complexes in the western Pacific region. *Mon. Weather Rev.*, **119**, 2978–2992
- Morel, C., Orain, F. and Senesi, S. 1997 'Automated detection and characterization of MCS using the METEOSAT infrared channel'. Pp. 213–220 of Proceedings of the 1997 meteorological satellite data users conference, EUMETSAT, Brussels, Belgium
- Reed, R. J., Norquist, D. C. and Recker, E. E. 1977 The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Weather Rev.*, **105**, 317–333
- Rossow, W. B. and Schiffer, R. A. 1991 ISCCP cloud data products. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **72**, 2–20
- Rowell, D. P. and Milford, J. R. 1993 On the generation of African squall lines. *J. Climate*, **6**, 1181–1193
- Thorncroft, C. D. and Haile, M. 1995 The mean dynamic and thermodynamic fields for July 1989 over tropical North Africa and their relationship to convective storm activity. *Mon. Weather Rev.*, **123**, 3016–3031
- Williams, M. and Houze, R. A. 1987 Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 505–519
- Woodley, W. L., Griffith, C. G., Griffin, J. S. and Stromatt, S. C. 1980 The inference of GATE convective rainfall from SMS-1 imagery. *J. Appl. Meteorol.*, **19**, 388–408

Annexe IV

Mesoscale convective system rainfall in the Sahel

Mathon V., H. Laurent and T. Lebel (2001, soumis à JAM)

Abstract

Organized convection is the major source of rainfall in the Sahel. Monitoring the rainy season or predicting its abundance from satellites is thus strongly conditioned by our capacity of identifying the convective systems accounting for the largest share of the total rainfall. With this in mind an extensive climatological study of the Mesoscale Convective Systems (MCSs) observed by satellite over the Sahel during 10 years is presented here. A full resolution Meteosat data set is used to define a sub-population of MCSs –called OCSs (Organised Convective Systems)- that represent only 12% of the total number of MCSs observed during these 10 years over the Central Sahel, while accounting for almost 80% of the total convective cloud cover defined at the 233 K threshold. Using the high resolution EPSAT-Niger rainfall data set, it is shown that these OCSs are also the main source of rain in this region, accounting for more than 90% of the rainfall with a mean productivity of 14.7 mm per system. These figures are compared to those obtained for MCCs (Mesoscale Convective Complexes) as defined in the literature: they represent 1.2% of the total number of MCSs, while accounting for about 16% of the total convective cloud cover. Each MCC produce more rainfall in average because MCCs are more efficient (19 mm per system) and of a larger size. However they are not numerous (23 per year in average over the Central Sahel while there are in average 237 OCSs), and they consequently produce only 19% of the total seasonal rainfall.

The interannual rainfall variability over the EPSAT-Niger area is firstly determined by the year-to-year fluctuation of the number of events defined from satellite rather than by the fluctuations of their mean rain efficiency. In fact the total rain yield of an OCS appears to be primarily linked to its duration (which itself is largely determined by its space extension), rather than to its average rain rate. Since OCSs are the events producing most of the Sahelian rainfall, it is concluded that counting them allows for a relatively good evaluation of the quality of the rainy season. The OCS rainfall efficiency according to the time cycle is also studied. No evidence is found regarding the impact of either the stage of development or the diurnal cycle on the OCS rain efficiency at the scale of the 16,000 km² validation area. This result might be scale-dependent meaning that, given the absence of adequate ground measurements over the whole Sahel, longer time series of rainfall over densely instrumented areas of limited size are needed to conclude on that point.

1- Introduction

Tropical convective clouds often evolve in organised clusters with anvils merging into a single mesoscale cloud shield (Houze, 1993). This configuration is commonly referred to as Mesoscale Convective System (MCS). Since the end of the 70's, geostationary satellite data have made possible a precise identification and tracking of the MCSs. Thanks to the availability of large data sets of infrared images, several studies were conducted in the 80's and 90's – starting with the pioneering work of Maddox (1980) – in order to characterise the life cycle of large MCSs in various regions of the world.

The first MCS studies were devoted to the analysis of the cloud systems and of their internal structure and large-scale environment (Maddox, 1980, 1983; Leary and Rappaport, 1987). One issue was to identify efficient MCSs in term of cloud coverage and rainfall production. This led Maddox (1980) to define a subset of large and well-organised MCSs, widely known since as MCCs (Mesoscale Convective Complexes). Many ensuing studies have focused on the MCCs because they are only few in number but account for a significant share of cloud coverage (e.g. Velasco and Fritsch, 1987; Miller and Fritsch, 1991; Laing and Fritsch, 1993). Also, being large and few in number, MCCs are easier to track manually from low-resolution data. Among these studies some were devoted to evaluating the contribution of MCCs to rainfall over a given region. For instance, Fritsch et al. (1986) estimated that the MCCs accounted for 20-50% of annual rainfall over a broad region of the US central plains.

Even though it is widely agreed that tropical convective clouds account for most of the tropical precipitation (see e.g. Gamache and Houze, 1983), there are relatively few studies that aimed at a precise estimation of the rainfall associated to either MCSs or MCCs in the tropical regions. In recent studies carried out over Africa, Laing et al. (1999) estimated that 22% of the Sahelian rainfall was produced by MCCs whereas Mathon and Laurent (2001) estimated that MCCs contribute to about only 15% of the convective cloud cover. Previously, Laurent et al. (1997) found that, over the region of Niamey (Niger), most of the intense rain events producing 80% of the annual rainfall were associated to large cloud clusters well identified from IR imagery. Even though these cloud clusters did not satisfy all the criteria to be classified as MCCs, this study, carried out on a limited one-year data set, showed that it should be possible to define a procedure allowing for an objective identification of rain efficient MCSs over the Sahel.

The large difference between the statistics of Laing et al. (1999) and of Laurent et al. (1997) illustrates the need for defining as precisely and objectively as possible what a rain-efficient MCS is in the Sahel and which sub-population of MCS should be monitored in order to account for an as large as possible share of the total rainfall. This paper consequently intends to provide reliable statistics on the rainfall associated to the Sahelian MCSs, based on the combination of two data sets covering 9 years (1990-1994 and 1996-1999): a high resolution satellite imagery data base and the EPSAT-Niger ground rainfall data set (Lebel et al., 1992). The central issue of this paper, discussed in section 2, is to define as objectively as possible a population of rain events from in situ observations and a sub-population of rain efficient convective systems from satellite imagery. Sections 3 and 4 describe how these definitions are applied to the EPSAT-Niger data set and to the METEOSAT data set respectively. In section 5 a rainfall climatology of Sahelian MCSs is given, based on statistics computed for two different sub-populations of MCSs, while section 6 focuses on analysing some aspects of the interannual variability of these statistics. A final section is devoted to the discussion of the results presented in sections 5 and 6.

2- Mesoscale Convective Systems and Rain Events

A rainfall regime may be crudely defined by the average occurrence rate of rain events and by the average magnitude of these events. These two parameters vary from region to region and, within a region, from a period of the year to another. Detecting whether one, or both, parameters are changing – and in which sense – during dry years may provide clues regarding the atmospheric causes of droughts in the Sahel. However defining a rain event is not straightforward. Indeed the definition is conditioned by the sensor or combination of sensors used. Cloud clusters are well observed from a geostationary satellite, but not all these clusters are producing significant rain. Imposing thresholds in temperature, in duration and in size is the common way to select the supposedly most efficient cloud clusters in term of rainfall. On the other hand it is possible to define directly from a raingauge network a sample of important rain events. This leads to defining rain events as space-time ground rain structures. However the characteristics of the population so defined are network-dependent, that is they may change with the spatial coverage of the network and with the sampling properties of the gauges. Given this, obtaining two coincidental populations of cloud clusters and rain events is not so easy.

Looking into more details, it may be seen from Table 1 that the criteria used to define these two entities are both similar and distinct. One major reason for this is the difference in nature of the sensors used for identifying cloud systems or rain events. Infrared satellite images provide a global view of the convective systems but rainfall quantification is very inaccurate. Raingauge networks give precise quantitative information but at given points only and the identification of rain events require ad-hoc hypotheses and specific algorithms.

Given our current ability to identify cloud systems from satellite imagery and rain events from ground based raingauge networks the question arises of how these two entities match each other.

Ideally one would like to have data of similar resolution and sampling characteristics to compare cloud systems and ground rain fields. This is currently not possible, especially in the Sahel where operational ground networks are sparse and made of daily reading gauges only. To our knowledge the EPSAT-Niger data set is the only one in this region to cover several years and to allow for a precise identification of rain events. Combined with a full resolution geostationary satellite images, the EPSAT-Niger observations provide a unique opportunity to establish a rainfall climatology of the Sahelian MCS.

3- Rain Event Climatology in the Sahel

a. Data set

In order to produce a consistent climatology, including its interannual variability, it is needed to use rainfall observation sampled at a time interval smaller than one day since the typical duration of a rain event in the Sahel is in the order of a few hours. One motivation of the EPSAT-Niger experiment (Lebel et al., 1992) was precisely to provide such observations that are lacking in operational networks which report daily readings of rain. The experiment started in 1990 with a hundred recording raingauges covering a 160*110 km² area hereafter referred to as the EN-area (Figure 1). In 1994, the network was reduced to 30 gauges. Lebel and Amani (1999) have shown that such a network was able to estimate precisely the average rainfall over the EN-area from the event to the seasonal scales and beyond.

In the following we will make use of homogeneous 5' rainfall series recorded by the 30-gauge network over the years 1990-1994 and 1996-1999. These 5' rainfalls were accumulated in order to produce event rainfall at each station, according to the criteria given below.

b. EPSAT-Niger rain events

The criteria listed in Table 1 to define a rain event from raingauge measurements can be computed either for a single gauge or for an ensemble of gauges. When using a single gauge there is a great sensitivity to the time parameter used to separate two consecutive events. Local interruptions of rain during the passage of a convective system are not rare. In such a case two events will be recorded, while looking at a larger scale would have led to identify only one event. A study carried out on the year 1992 has shown that with a time criterion of 30 minutes and an intensity criterion of 1 mm, 73 events were defined on the Niamey rainfall series while 49 events only were identified using the whole network. Indeed one important advantage of the Epsat-Niger network is the possibility of using an ensemble of gauges to determine what a rainfall event is. Since the area covered is not too big as compared to the area covered by a MCS, the probability of observing two different systems at the same time over the EN-area is relatively low. Therefore it was decided to define a rain event in the following way:

- at least 30% of the gauges (ground space criterion: α_g) must record a rain depth equal or greater than 1 mm (ground intensity criterion: i_g) during the event.
- there should not be a rainfall interruption of more than 30 minutes (ground time criterion: τ_g) over the whole network. If all gauges do not report any rain during a continuous 30-minute period then this is the end of the rain event.

An extensive study of the sensitivity of the number of events to the value of τ_g and i_g was carried out by D'Amato (1998) on the EPSAT-Niger data over the period 1990-1995. This showed some stability around the values chosen above. In fact reducing τ_g to 15 minutes or increasing i_g to 2 mm produce only minor variations in the number of events (in the order of 1 to 2%).

Using these criteria (i.e., $\alpha_g = 30\%$, $i_g = 1\text{mm}$, $\tau_g = 30\text{ min.}$), the total number of rain events observed over the EN-area in 9 years is 387, with an average rain depth per event over the EN-area of 10,2 mm. The average proportion of gauges recording no rainfall during an E-N rain event is 26%. As a consequence the average point rain depth, conditional to rain being observed at a station is 13,8 mm.

c. Rain event classification

Rain events are classified according to the spatial distribution of rainfall over the EN-area. There is an abundant literature on this topic. Amani et al. (1996) defined a relatively complex index characterising the rainy surface structure. This index depends on the proportion of gauges recording rainfall and also takes account of the homogeneity of the rain amounts recorded at each station. This classification pointed out the fact that a few rain events explain most of the total rain yield. Following the work of Amani et al. (1996), D'Amato and Lebel (1998) proposed a simpler classification based only on the proportion of gauges recording rainfall ($\alpha_g > 30\%$). They also showed that rain events with at least 80% of the gauges recording rainfall ($\alpha_g > 80\%$) explain more than 70% of the total rainfall while accounting for approximately 50% of the total number of rain events. Henceforth, rain events satisfying the ground space criterion $\alpha_g > 80\%$ are called *major ground rain events*, referring to the fact that they are identified from a ground network. For the 9 years covered by this study, a total of 253 rain events were recorded by the EN network during the core of the rainy season (1st July - 15th September), 144 of which are major ground rain events.

4- MCS identification from satellite imagery

II.1.1 a. MCS tracking

Ten years (1990 – 1999) of full resolution (30 minutes – 5x5 km²) METEOSAT infrared channel (10.5-12.5 μm) images covering the 1st July-15th September period were archived for this study. However the year 1995 is not used because 10 days of data are lacking in July. The statistics presented here were thus computed over a period P_s of 9 years: 1990 to 1994 and 1996 to 1999. Over this period P_s the proportion of time with no data is 8%. From year to year, this proportion fluctuates between 1% and 14% (Table 2). As explained below the final proportion of time with no tracking was significantly reduced thanks to an interpolation algorithm.

MCS identification was carried out through a tracking algorithm based on an areal overlap method, similar those described by Williams and Houze (1987). The method and the quality of the results it produces are discussed in detail in Mathon and Laurent (2001). We will thus only give its main features in this section.

Convective clouds are detected in METEOSAT infrared images, assuming that low brightness temperatures are strongly related to deep convection. Indeed, in the tropics, cold clouds with a large emissivity generally result from deep convection. Note however that the clouds selected by a low brightness temperature also include cold cirrus shields which may last longer than convection. This

means that cloud clusters are tracked including the dissipation stage when convection is no longer active.

Convective clouds are delineated using three different brightness temperature thresholds: 253 K, 233 K and 213 K. The 253 K threshold was chosen as the warmest cloud temperature associated with convection (Duvel, 1989, Mapes and Houze, 1993). The 233 K threshold is in the range of the most commonly used thresholds for identifying deep convection and accumulated convective precipitation in the tropics (Arkin, 1979). The 213 K threshold targets the most active part of the convective systems. Moreover, the 213 K threshold was found by some authors as an optimum for correlating cloud occurrences and rainfall during the core of the rainy season over the central Sahel (Jobard and Desbois, 1992).

The tracking method is only applied to convective clouds larger than 5000 km². Below this value, it becomes difficult to handle all the different possible cases because the cloud number increases strongly whereas the overlapping surface tends to be limited. Mathon and Laurent (2001) have shown that despite the 5000 km² size cut-off, the cloud life-cycles obtained are very close to what could be produced by a manual method. Moreover, they calculated that only 7% (9%) of the total cloud cover at the 233 K (213 K) threshold are lost because of the filtering of small clouds.

The impact of missing data on the tracking results is limited by using an interpolation scheme. Basically, it consists in generating virtual images and running the tracking process as if there were no missing images. These virtual images are generated by extrapolating the displacement of each cloud present in the last actual image. It has been shown that this interpolation scheme permits to obtain cloud occurrences very close to the actual ones and that this process is of particular interest to estimate the actual number of convective clouds (Mathon and Laurent, 2001). However, when more than 10 successive images are missing, the tracking is not carried out. Table 2 gives the fraction of missing images for each year. There were only a few cases in 1990, 1991 and 1996 when the interval of missing images was larger than 5 h. The interpolation scheme allows to reduce the proportion of missing hours over the whole period Ps from 8% to 1.4%.

Mesoscale convective systems are defined as convective clouds larger than 5000 km² at the 233 K threshold. Several reasons have motivated the choice of this temperature threshold:

- The 233 K threshold is in the range of the most common thresholds used to define MCS sub-populations such as MCCs (Laing and Fritsch, 1993) or squall lines (Rowell and Milford, 1993).
- As already mentioned, 233 K is in the range of the temperature thresholds used in satellite-derived rainfall estimation algorithms (Arkin, 1979).
- As will be seen in section 5, the 233 K threshold leads to the most satisfying results for the window-effect reduction.

MCSs as defined above contribute to 93% of the total Sahelian cloud coverage at the 233 K threshold for the core of the Sahelian rainy season (1st July – 15th September).

b. Classification of the Sahelian Mesoscale Convective Systems

At the early stage of MCS studies from satellite it was found that very deep convection associated to the heaviest rainfall was most likely to be found in large MCSs displaying some specific structure. Such systems are noticeably characterised by large trailing anvils and by the presence of intense convective cells imbedded in mesoscale clusters. Maddox (1980) was the first to define numerical criteria allowing for an objective identification of a particular set of such systems that were called MCCs. Identifying a sub-population of MCCs within a larger population of MCSs is a

stratification procedure that was used in many studies carried out for different regions of the world (see e.g., Velasco and Fritsch, 1987; McAnelly and Cotton, 1989; Miller and Fritsch, 1991; Laing and Fritsch, 1993; Laing and Fritsch, 1997). In the Sahel however, MCCs account for a small fraction of either rainfall or cloud cover, as already mentioned in section 1. There is thus a need to work on a larger sub-sample of MCSs in order to include most of the rain producing systems.

In that respect, squall lines might be considered. First described by Hamilton and Archbold (1945) for West Africa, squall lines produce heavy rainfall and are characterised by a unique and well-defined structure. These features were documented thanks to the radar data acquired during various field experiment such as, GATE and COPT (e.g.; Zipser, 1977, Houze, 1977, Roux, 1988). Numerical studies (e.g. Redelsperger and Lafore, 1988 and Lafore and Moncrieff, 1989) have later confirmed the analysis derived from the radar observations. It is however difficult to find objective criteria to identify squall lines in a population of MCSs, even though a few of them have been documented from satellite data. In their studies over West Africa, Desbois et al. (1988) or Rowell and Milford (1993) used a sharp leading edge criterion which is not easy to compute in an automatic way. Furthermore cases of MCSs that do not present a well defined leading edge on satellite images may prove to present a typical squall line structure on radar images, as shown by Smull and Houze (1985) or by Lebel et al. (1997).

Thus, while squall lines are likely to contribute to a large share of the Sahelian precipitation, they are difficult to identify in a region where radar or rawinsonds data are rare. Since neither squall lines nor MCCs form an appropriate sub-population of MCSs, in the view of establishing a comprehensive rainfall climatology from satellite data there is a need to find criteria leading to the selection of cloud systems accounting for a sufficiently large share of the total Sahelian rainfall, while eliminating at the same time non rainy systems. Inspired by the MCC definition, the selection proposed here is based on two temperature thresholds: 233 K and 213 K. When studying the life cycle of 213 K clusters (i. e. continuous 213 K areas larger than 5000 km²), it appears that two numerical criteria allow for selecting a small number of MCS associated to a large proportion of the total cloud cover at 233 K. The first criterion is related to the lifetime of the 213 K clusters. Figure 2 shows the number and coverage of the 233 K MCSs as a function of the lifetime of their 213 K clusters. The first class (0 h) corresponds to 233 K MCSs which do not contain any cluster at 213 K tracked by the algorithm. Note that most systems are located in this first class. The two distributions appear markedly different, which shows that a small number of systems account for most of the total cloud coverage. The 3 hour threshold was chosen as a compromise to select potentially rain efficient MCSs. Systems with a 213 K cluster lasting for more than 3 hours are 16% in number but account for 85% of the total 233 K cloud coverage.

In a second step the selection is refined by using a mean speed criterion. The mean speed calculation is based on the mean displacement of the cloud geometric centre between initiation and dissipation of the 213 K cluster. Similarly to Figure 2, Figure 3 presents the number fraction and cloud coverage fraction at 233 K as a function of the mean speed at 213 K. For mean speeds ranging from 5 to 10 ms⁻¹, the number fraction decreases more rapidly than the coverage fraction, then the two curves are almost parallel. The speed threshold of 10 ms⁻¹ was retained in order to further eliminate slow moving MCSs that are associated to a moderate 233 K cloud coverage. Finally, the new stratification procedure proposed here is as follow:

- in a population of MCSs defined at the 233 K threshold, only those containing at least one 213 K cluster living for more than three hours are kept. They represent 16% in number and 85% in 233 K cloud coverage ;
- in a second step, the selected systems without any 213 K clusters moving faster than 10 ms⁻¹ are discarded.

The selected systems are called OCSs (Organised Convective Systems). They account for 78% of the total 233 K cloud cover, while representing only 12% of the total MCSs number. It is worth noting in Figure 3 that all the systems with a 213 K cluster living for more than three hours

move at a significant speed larger than 4 ms^{-1} . It could be argued that a system presenting a large deep convective area and moving faster than 10 ms^{-1} is likely to be a squall line. We chose a new terminology in order to avoid any confusion with those already in use, and because we have no way to verify, over the whole Sahel, that the so-called OCSs present all the characters of squall lines, that is a density current at the rear of the convective front, a trailing anvil, and feeding dynamics associated to the movement of the system.

c. Cloud cover climatology of MCSs, OCSs and MCCs in the Sahel

The cloud cover climatology of the Sahelian MCSs has been studied in detail by Mathon and Laurent (2001). This section aims at comparing some statistics of the MCC and OCS sub-populations to those computed for the whole MCS population. MCCs are identified using the Maddox' criteria adapted to our temperature thresholds, that is:

- a) area $> 80\,000 \text{ km}^2$ at the 233 K threshold
- b) area $> 30\,000 \text{ km}^2$ at the 213 K threshold
- c) a and b during at least 6 consecutive hours.
- d) eccentricity (minor axis/major axis) > 0.7 at time of maximum extent at 233 K threshold.

As shown in Table 3, there are in average 1947 MCSs, 237 OCSs and 23 MCCs per year over the Sahel. MCC and OCS contribution to the total MCS number and cloud cover are presented in Figure 4. As already mentioned, OCSs account for 78% of the 233 K cloud cover and represent 12% of the total MCS number. Comparatively, MCCs represent 16% of the cloud cover and 1.2% of the MCS number. As one might suspect, MCC and OCS subsets overlap. Indeed only 8% of the MCC population do not satisfy the OCS criteria. Figure 5 shows the mean annual number (a) and cloud cover (b) of OCSs, MCCs and MCSs versus their life duration for 2-hour classes.

Every long-lived MCS (lifetime longer than 24h) is classified as OCS, which means that all long-lived MCC also satisfy OCS criteria.

MCCs appear very efficient in terms of cloud cover since they are only 1.2% in number but account for about 16% of the total MCS cloud cover (to be compared to respectively 12% and 78% for OCS). However these figures confirm that the MCC selection is too drastic to represent a large share of the cloud cover in the perspective of a comprehensive climatological study. A similar result will be found below (see section 5) regarding rainfall.

The spatial distributions of OCS and MCC cover are summarised in Figure 6 as their contributions to the total MCS coverage. Both populations have a similar spatial distribution, with a maximum contribution between approximately 10N and 15N. This figure shows clearly that the Central Sahel is a privileged location for large organised convection extending from 10W to 15E and from 11-12N to 15-16N. This is related to the presence of a mid-level jet (the African Easterly Jet) that provides a vertical wind shear favouring the development of organised convective systems such as squall lines (e. g., Lafore and Moncrieff, 1989). To the south of 10N MCCs explain less than 10% of the MCS coverage, while the share of OCSs drops down to less than 40%.

The mean annual spatial distribution of OCS and MCC occurrences at initiation and dissipation time are plotted in Figure 7. Only OCSs and MCCs which cross the Central Sahel area - delineated as the large bold rectangle- are taken into account. Most of the OCSs or MCCs which cross the Central Sahel initiate within the area itself. Some of them initiate to the east of the area; the maximum observed on the right side of the map is an artefact corresponding to the edge of the satellite images used.

While the MCC initiation map does not display any clear preferential location of initiation, the impact of orography appears clearly when looking at OCS initiation. For instance, the Jos Plateau (9N-8E) and the Air mounts (18N-8E) are places of maximum generation occurrence. Both MCC and OCS dissipations are westward and southward shifted compared to their initiations. Dissipation can occur far to the West of the Sahel zone (as far as 30°W). Most of OCS dissipations occur in the 10-15N belt and about half the MCC population dissipates outside of the Sahel area.

5- Rainfall climatology of the Sahelian MCSs

In order to evaluate the rainfall characteristics of the satellite-observed MCSs, it was needed to build a population of events comparable to that defined from rainfall data as defined in section 3b. It consists in reducing window-effects by selecting MCSs according to their overlapping surface with the EN-area. Both the temperature threshold and the overlapping surface threshold were investigated so as to explain most of major ground rain events (see section 3c) while eliminating most of the other cases. The best compromise was obtained when 80% of the EPSAT-Niger area is covered by a cluster at threshold 233 K. Note that this overlapping ratio is very similar to the ground-based criterion used to select major ground rain events.

Satellite-observed events potentially important in term of rainfall are defined at 233 K as follow:

- beginning at t_0 when a MCS overlaps the study area for the first time.
- ending at t_1 as soon as clear sky is observed all over the EN-area.
- between t_0 and t_1 , 80% of the EN-area has been covered.

Most of these events are associated to a single MCS. However, in 25% of the cases several MCSs are involved. This may be a problem to objectively estimate the contribution of each MCS types. A calculation based on krigged rainfall data (with comparable time-space resolution between satellite and rainfall information) indicates that in such cases 83% of rainfall can be attributed to the leading MCS. Thus one can reasonably and objectively associate a rain event as defined in section 3b to a single MCS.

a. General results

Over the 9 years of this study, and for the period 1st July - 15th September, a total of 530 MCSs covered at least 25 km² of the EN study area (i.e. 1 pixel in METEOSAT images) at any moment of their life cycle. However, only 186 of these 530 MCSs satisfy the overlapping criterion defined above. Referring to these events as *satellite rain events* it is seen that, on average, they are 21 events per year producing 301 mm (83% of the total rainfall observed on the ground), that is to say approximately 14 mm per event (see Table 3).

OCS and MCC contributions to the total rainfall have also been investigated. It is seen in Table 3 that the OCSs represent 90% of the satellite rain events (171 satellite rain events over 9 years or 19 per year on average) while only 3 events per year are associated to MCCs. The OCSs produce 280 mm (94% of the rain yield produced by the 21 events, or 78% of the total rainfall observed on the ground), i.e., 14.7 mm per event on average. The MCCs are more efficient since they produce 57 mm (19% of the rain yield produced by the 21 events, or 16% of the total rainfall observed on the ground), i.e. 19 mm per event.

b. Internal OCS rainfall variability

The purpose of this section is to analyse the rainfall variability within an Organised Convective System. This variability is extremely difficult to evaluate from infrared satellite images because they do not give any information on the MCS internal structure. By comparison with ground data and despite the limited window covered by the EN network, we can however compute some relevant statistics.

A first issue was to compute a composite of the 30-minute rainfall observed by the EN network under an OCS, following the procedure described in Figure 8. The result is shown in Figure 9. In this figure, the circle delineates the area where all values would be located if every MCS had a strictly ellipsoidal shape, corresponding to the transformation applied to the raw data. The composite of Figure 9 is strikingly similar to a typical squall lines radar image. The largest rain rates are recorded in the leading half of the OCS, the convective front. The second half corresponds to lighter rain rate, associated to the stratiform anvil.

In a second step it was examined whether the diurnal cycle and the life-cycle have a significant impact onto the OCS rain productivity at the scale of a $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ square. Mc Anelly and Cotton (1989) have shown that the MCC rain rate is enhanced in the middle of their life-cycle, during their mature stage. Moreover, recent numerical studies of squall lines at the mesoscale suggest a possible impact of large-scale radiative processes on squall line rain productivity. Sui et al (1998) found that large scale radiative cooling increases available precipitable water during night when there is no short wave solar heating. They have shown that this process may contribute significantly to increase rain yield during night over ocean. Tao et al. (1996) have simulated a squall line over the ocean and over the continent. Although the impact is found to be smaller over the continent, they also found a positive feedback of large scale cooling during night on squall line rainfall productivity.

In order to investigate this question the following procedure was used. Each time an OCS overlaps the EN-area two variables are computed: i) the total rain yield produced by the OCS over the EN-area; ii) the period in its lifetime when the overlapping occurs. Then, the total rain yield produced by the OCS is attributed to the corresponding lifetime fraction. Rain is accumulated in each class over the whole sample of 171 OCSs and the total is divided by the number of cases recorded in each class (example: an OCS with a 20-hour lifetime reaches the EN area 5 hours after it was born and stays 6 h over the validation area; it produces a total of 20 mm over the EN area, as computed from the EN data; for each time step of 30 minutes during which the OCS overlaps the EN-area, these 20 mm are added to the total of the life fraction class 20-40% for the 4 first hours of the event and 50-60% for the 2 last hours of the event). Figure 10a, obtained by using this procedure, shows the mean rain yield versus the location in the life-cycle for short-lived (lifetime < 24 h) and long-lived (lifetime \geq 24h) OCS. The standard deviations computed on the elements of each class are large (not shown), which precludes identifying any clear impact of the life-cycle on the rain productivity of the OCSs, whether considering short-lived or long-lived OCSs. However, as a whole, long-lived OCSs produce more rain than short-lived ones. A similar calculation was carried out for the mean rain rate during the event (i.e. the total event rain is divided by the duration of overlapping the EN area). The difference between long-lived and short-lived OCSs is weaker for the rain rates (Figure 10b) than for the rain totals. It thus seems that the greatest part of the total rain yield difference between long-lived OCSs and short-lived OCSs is linked to larger duration over the EN area rather than to larger intensities.

In fact, long-lived OCSs are larger than short-lived OCSs, as may be seen from Figure 10c. As expected this Figure shows that the OCS size increases during the first half of the life-cycle and decreases in the second half. It also shows that long-lived OCSs are larger than short-lived ones as early as the beginning of the life-cycle. This larger size of the long-lived OCSs implies a longer time spent over the EN area and thus a larger amount of total event rainfall.

The result given by Figure. 10b (no evidence of any impact of the life-cycle on the OCS rain rate) is in apparent contradiction with the conclusion of McAnelly and Cotton (1989) cited above. One might consider the region of study as a possible reason for this divergence. However two other reasons

are probably more important. One is the fact that McAnelly and Cotton (1989) worked on MCCs only, which may be characterised by a life cycle slightly different from that of our OCSs. Secondly, given its small size and high resolution, our ground network is best suited to sample the internal variability of the OCSs, rather than the variability associated to their life cycle. It is therefore impossible to draw any definite conclusion on this matter from our study.

Another important issue is whether the diurnal cycle has an influence on the OCS rainfall. Figure 11 provides some results on this question. It is first seen (Fig. 11a) that the diurnal cycle of the rain yield associated to the OCSs is very similar to the diurnal cycle of the total rainfall. A large share of rainfall occurs between 1 LST and 10 LST. Such a feature is atypical since over land the convective activity is maximum during the evening rather than at night or early morning. Obviously the geographical location of the validation area must partly explain this result.

Figure 11b shows the mean rain rate associated to OCSs versus the local solar time of their first occurrence over the EN-area. The mean rain rate is calculated by dividing the rain yield of an event by its duration. It is seen that OCS tend to be slightly more rain efficient when they reached the EN-area during night-time. However, as indicated by standard deviations, there is a large scattering around mean values. Thus no clear modulation explaining the atypical diurnal cycle of Figure 11a can be pointed out. We are thus led to conclude that the nocturnal/early morning predominance of rainfall over the EN-area is primarily due to the fact that OCSs occur more frequently over the study area during night, due to their propagative nature, as already suggested by Shinoda et al. (1999). In order to check this out the location of the generation of OCSs associated to the EN-area events is plotted in Figure 12 along with the areas with an elevation above 400 m. Most of the events come from regions far from the EN-area, and most of the initiations occur in areas of above-400 m altitude. The distances separating the validation area from the initiations are generally greater than 250 km. As OCS initiations occur mostly in the afternoon over the Sahel (Mathon and Laurent, 2001) and as the OCSs propagate mainly westward at 10 to 15 m.s⁻¹, the probability to observe nocturnal occurrences over the EN-area is enhanced. These results demonstrate that the EN-area diurnal cycle of rainfall is significantly influenced by the orography located to the East.

6- Interannual variability

As shown by Le Barbé and Lebel (1997) at the regional and decadal scales, there is a relationship between the number of rain events (defined from ground-based measurement) and the corresponding rain yield in the Sahel. In the present paper, the use of two sources of data led to defining two populations of rain events with respect to the EN window of observation: i) satellite rain events -that is, observed from METEOSAT-, with a sub-population of more efficient systems, the OCS rain events; ii) ground rain events -that is, observed from the EN raingauges-, with a sub-population of more efficient systems, referred to as the major ground rain events (see section 3c)

We can thus question to which extent the conclusions of Le Barbé and Lebel (1997) hold when looking at the interannual variability and whether it is dependent on the sensor used to define a rain event. Figure 13a shows that there is indeed a significant co-fluctuation between the total rain yield over the period considered and the number of major rain events observed during that period, whether these rain events are satellite defined (OCSs) or ground defined. Note that, with the exception of 1996 and 1992, there are more OCSs than major ground events: major ground events produce 16.5 mm of rain in average and about 70% of the total rain recorded by the EN network, while OCSs produce less in average (14.7 mm) but more in total (78%). Note also that 1998 and 1999 are two untypical years (at least as can be appreciated from our limited sample of 9 years): relatively to the seasonal rainfall there are less ground events than expected in 1998, while in 1999 there are more OCSs than expected. One particularity of 1999 is that while the number of major ground events is normal, the number of all the EN ground events is above normal (not shown), meaning that this year an unexpectedly large number of smaller ground events was observed. This also means that the mean

rain yield per event was smaller in 1999 and that a larger frequency of deep convective cloud occurrences may not correspond to a larger rain yield. Note that 1999 was the most cloudy year (threshold 233 K, not shown) over the central Sahel during the last ten years and that, consequently, satellite rainfall estimates based on the counting of deep convective clouds occurrences (GPI for instance) would predict a strong seasonal total. According to the validation provided by the EN network, it is obvious that the rainfall would have been largely overestimated over the central Sahel that year.

Obviously, the good co-fluctuation between the total seasonal rainfall and the number of events implies that the fraction of total rain produced by these events is somewhat stable. This is confirmed by Figure 13b with the proportion of rain produced by the OCSs varying from 70% at the lowest to 85% at the largest. Strikingly, the years with the lowest share of OCS rainfall are the wet years: 1994, 1998 and 1999. Only in 1992, a moderately dry year, do we observe a similarly low share of OCS rainfall. Despite some variability from year to year it is well established from Figure 13 that the number of OCSs is a good indicator of the abundance of the rainy season, always producing more than 70% of the total rain yield. Having in mind the spatial distribution of the OCSs shown in Figure 6, it can be concluded that the OCSs constitute a key element to understand the interannual variability of rainfall over the Sahel. In this respect, it has to be underlined that the proportion of rainfall produced by the OCSs is underestimated by the procedure described at the beginning of section 5. By considering only those convective systems that overlap more than 80% of the EN area, we eliminate small systems of little rain productivity but also OCSs with an unfavourable trajectory. Recall that defining such a procedure is needed to obtain a robust and automatic method to be used in absence of ground validation. When such a ground validation is available, as is the case here, one can systematically evaluate the marginal rain produced by the OCSs eliminated in the selection procedure. Doing so over the 9 years of this study led to compute that an additional 15% of the seasonal rain is associated to the OCSs, increasing their total share to 93%.

7- Conclusion

The work presented here had two main objectives. One was to obtain reliable statistics on the rainfall produced by Mesoscale Convective Systems over the Sahel, depending on their extension and degree of organisation. The other was to identify the factors influencing the variability of these statistics. To reach these goals, two high resolution data sets were used: full resolution IR images collected by METEOSAT covering the whole Sahel and direct rainfalls recorded by a dense network of digitized raingauges covering a 16,000 km² area in the region of Niamey. Both data sets span a common period of 9 years, thus allowing for the computation of reliable statistics regarding the core of the rainy season (1st July – 15th September).

For the period considered, it has been shown that 12% of the MCSs –defined as 5,000 km² cloud clusters at 233 K- produce 93% of the total rainfall over the 16,000 km² area covered by the raingauge network. These systems, called OCSs (Organised Convective Systems), are characterised by a 213K cluster lasting for more than 3 hours and moving at a speed larger than 10 ms⁻¹. They are also responsible for about 78% of the cloud cover at 233K which is a confirmation that, statistically, the 233K cloud cover is a good proxy of ground rainfall. A by-product of this study was to show that a single MCS may be associated to each major ground rain event identified from the raingauge network. It is thus possible to build a coherent climatology of rain events based on the identification of OCSs from IR imagery. The average rain production of one OCS is 14.7 mm, a value inferior to the average rain produced by a MCC (defined from Maddox, 1980, criteria), which is 19 mm. Hence, MCCs are more rain-efficient than OCSs, but their frequency is much smaller (in average, 3 MCCs versus 19 OCSs are recorded during one rainy season over the 16,000 km² area) and they account for only 16% of the seasonal rainfall over the central Sahel.

The variability of the rainfall produced by MCSs is determined by two factors: i) their rate of occurrence and ii) their intensity. In this paper it has been shown that the interannual variability of rainfall in the region is mostly determined by the year-to-year fluctuation of the number of OCSs. This confirms results obtained previously from ground measurements (see e.g., D'Amato and Lebel, 1998). At the same time it also seems that the size of the convective systems tends to be smaller on dry years, whereas their average rain rate varies little. Consequently, large OCSs are more efficient in term of rain yield at a given point on the ground because of their longer duration rather than because of their larger rain rate. An attempt at studying the OCS rainfall characteristics according to their stage of development has also been made. It has been impossible to detect any significant impact of the OCS' life cycle on their rain efficiency at the mesoscale. The role of the diurnal cycle on OCS rain efficiency was also investigated. Although the OCSs tend to be more efficient during night, no significant impact was detected from a statistical point of view. It is however possible that a modulation of either the life cycle or the diurnal cycle do exist at larger scale -as was shown by McAnelly and Cotton (1989) over the US. In fact our results might be scale-dependent, the role of the life-cycle on OCS rain efficiency being hidden by the strong intra-cloud variability associated to the convective nature of the OCSs. This means that, given the absence of adequate ground measurements for large scale quantitative validation over the whole Sahel, longer time series of rainfall over densely instrumented areas of limited size are needed to conclude on that point.

Beyond the initial goals of the study, the demonstration that it is possible to associate a single cloud system to a rain event at the mesoscale has important consequences for rainfall studies over a limited region. For instance, we have confirmed Shinoda et al. (1999) hypothesis on the origin of the nocturnal and early morning peak of precipitation observed over the region of Niamey. This is due to the propagative nature of the OCSs associated to orography-driven generations located a few hundred kilometers to the East of the validation area. Another application of this study is in the area of satellite rainfall estimation. It is known that a raw counting of cloud cover at 233K may provide good rainfall estimates when a sufficiently large averaging is carried out in space and time. This may be related to our result showing that 233K cloud cover is well correlated to the number of OCSs which is itself well correlated to rainfall. At the same time, there is a random and significant variability of the average rain rate from one OCS to the other. Algorithms combining a satellite-based identification and tracking of the OCSs with a few ground measurements allowing for estimating their average rain rate should therefore produce more robust rain estimates than a raw counting of the number of 233K pixels.

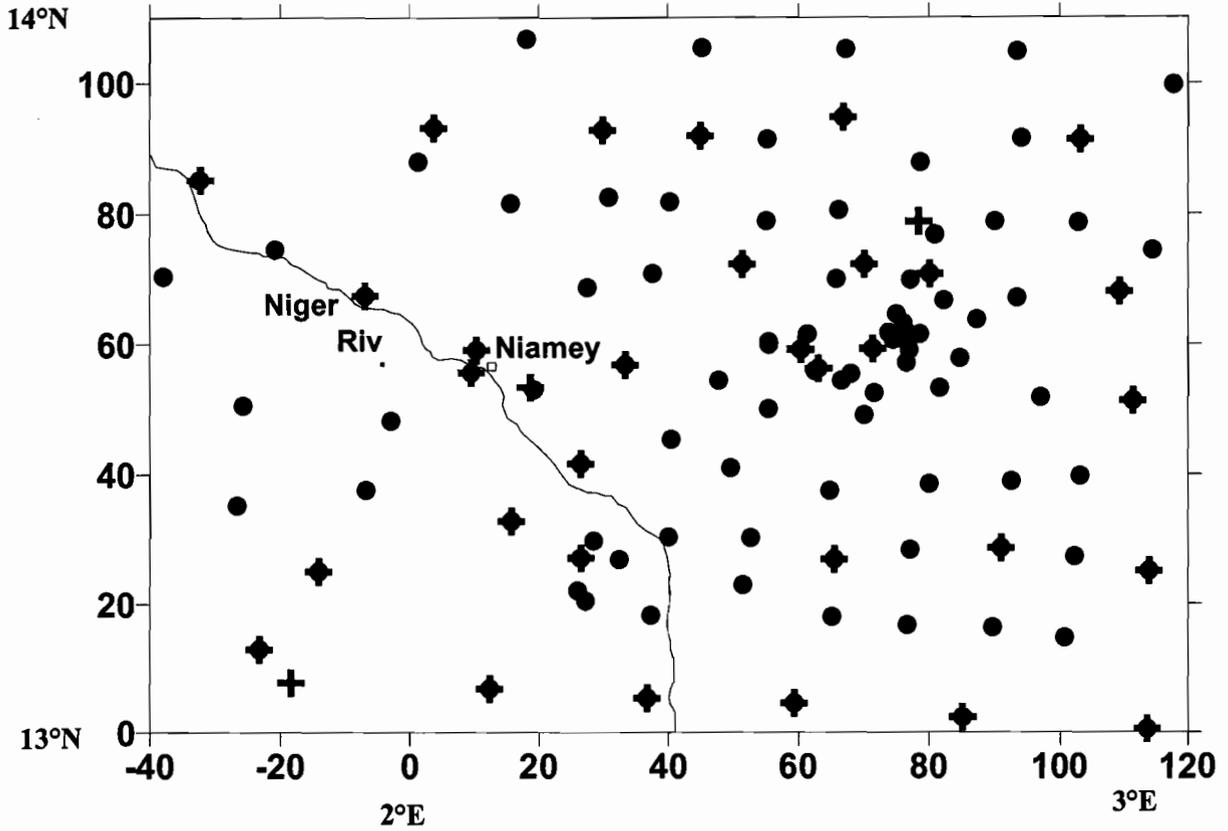


Figure 1: The EPSAT-Niger recording Network. Coordinates are in km with the origin at 2°E ; 13°N. Black circles are the stations of the dense network in operation from 1990 to 1993. Crosses are the stations of the long term monitoring network in operation from 1990 to 1999.

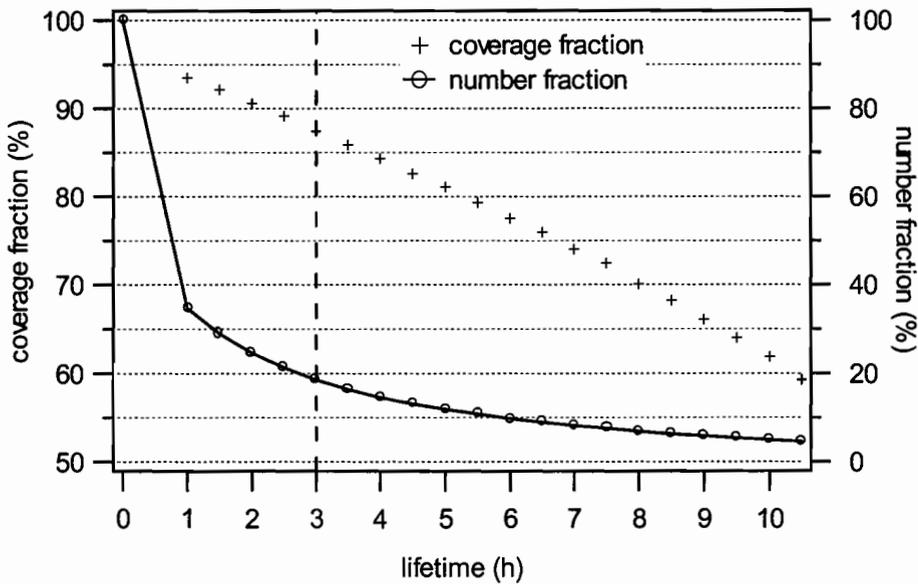


Figure 2: 233 K MCS coverage fraction (crosses) and number fraction (line and circles) versus lifetime of the 213 K clusters embedded in the 233 K MCS cloud shield. The first selection criterion is indicated as a vertical line at lifetime=3 h.

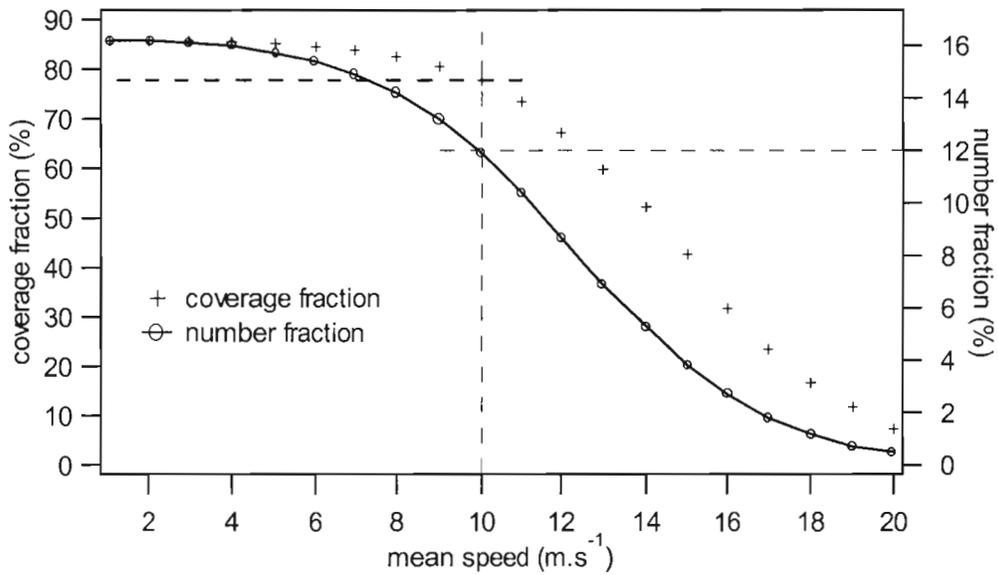


Figure 3: 233 K MCS coverage fraction (crosses) and number fraction (line and circles) versus mean speed of the embedded 213 K clusters. Only MCSs passing the first selection criterion have been considered here. The second criterion is indicated as a vertical line at speed=10 ms⁻¹.

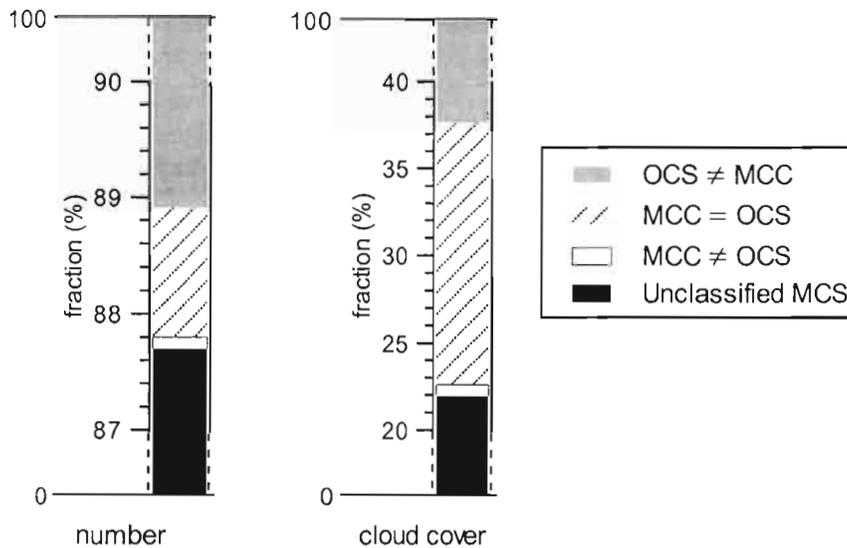


Figure 4: Contribution of OCSs, MCCs and unclassified MCSs in term of number (left) and 233 K cloud cover (right).

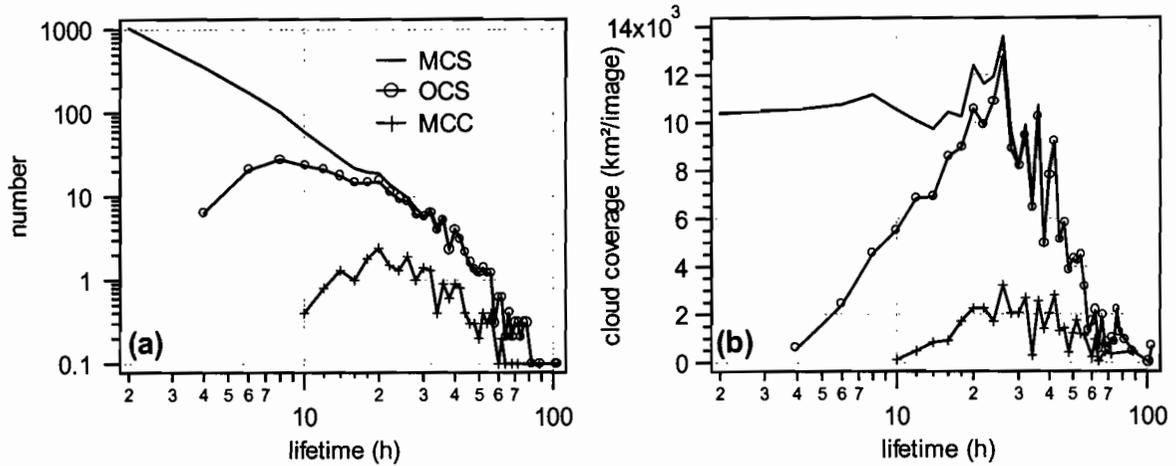


Figure 5: Mean annual distributions of MCS, OCS and MCC number (a) and 233 K cloud cover (b, km^2/image) versus lifetime. Results obtained over the central Sahel area during 9 summers.

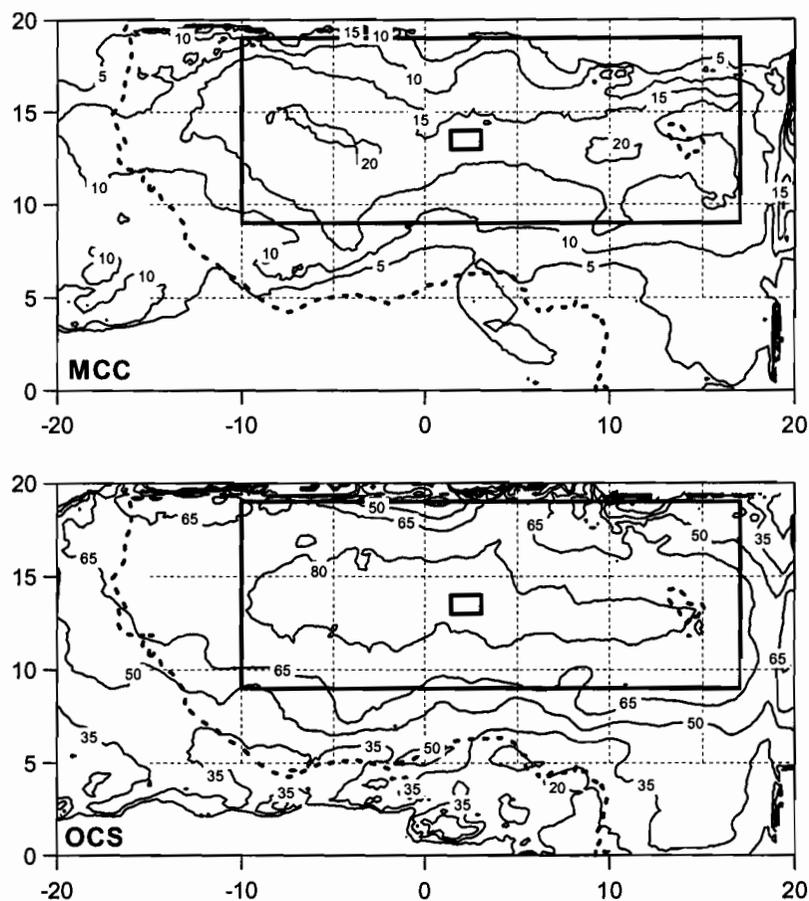


Figure 6: Spatial distributions of MCC and OCS contribution (%) to the total MCS cloud coverage. Results obtained over 9 summers at threshold 233 K. The central Sahel area and the EPSAT-Niger area are enclosed and a dashed contour delineates the continent.

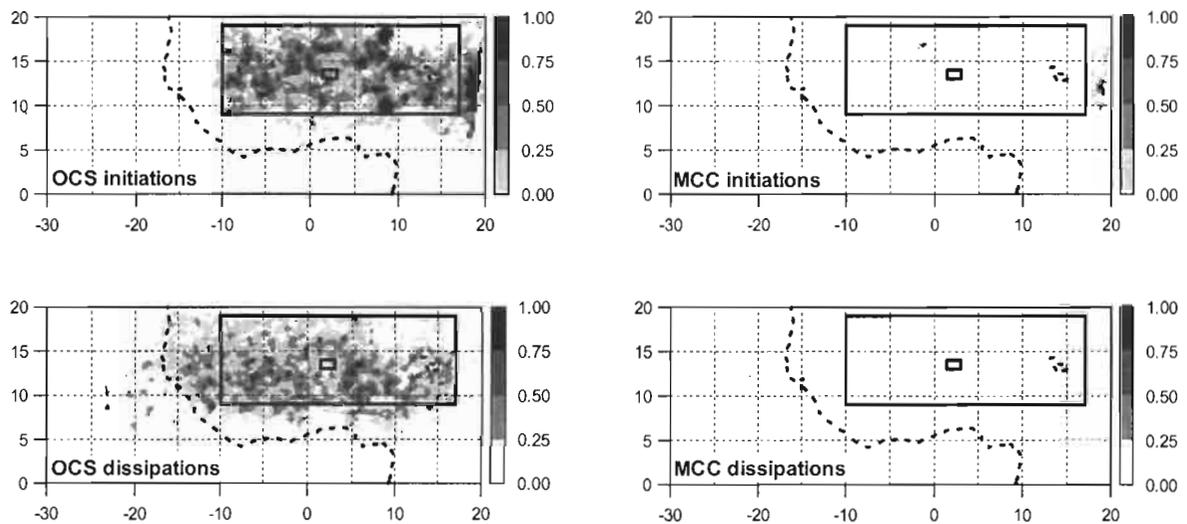


Figure 7: Mean annual occurrences of MCCs and OCSs at initiation time and dissipation time. Only MCCs or OCSs which have crossed the central Sahel area have been taken into account. Results obtained over 9 summers at 233 K. The central Sahel zone and the EPSAT-Niger area are enclosed and a dashed contour delineates the continent.

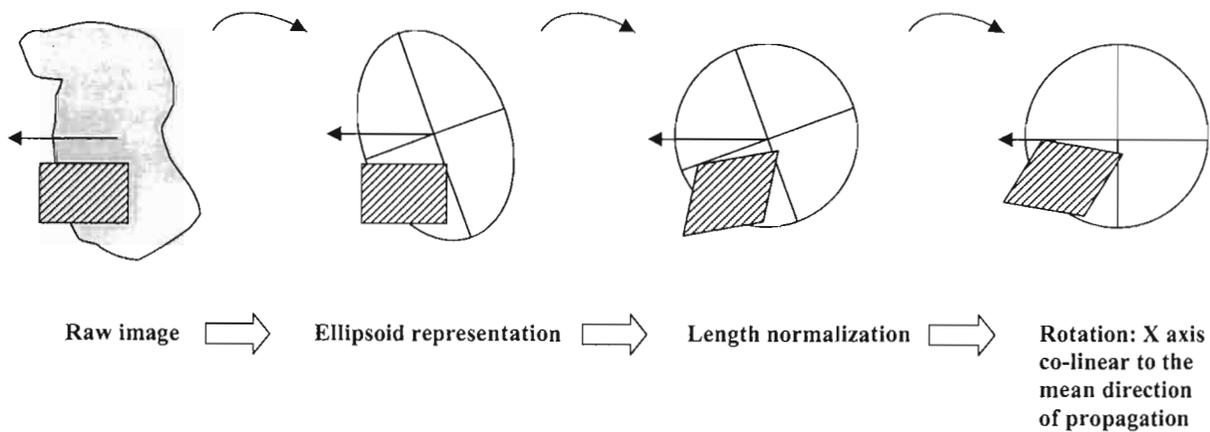


Figure 8: Representation of an OCS as a normalized circular system, whose X axis is co-linear to the direction of propagation. The hatched area is the E-N gridded rainfield which is transformed at each step in the same way (dilatation, rotation,...) as the satellite image. Usually the OCS covers a larger area than the E-N window. Thus, for a given time step, only a part of the final scaled circle is rain-documented. However, by accumulating all the unit circles available for the 171 E-N OCS, the circle becomes fully covered, as shown in Figure 9.

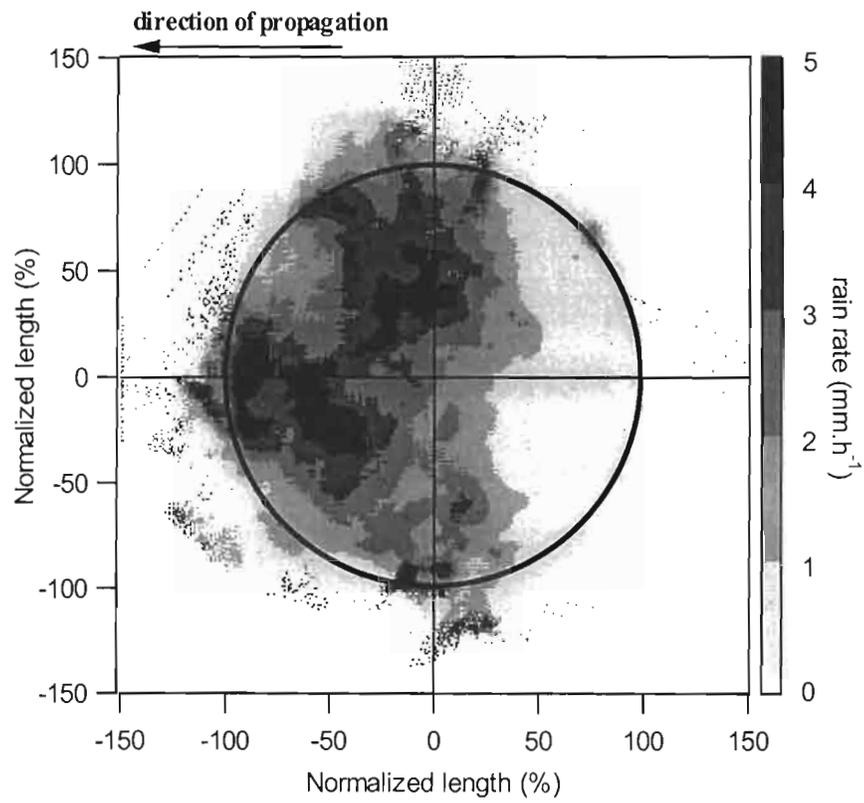


Figure 9: Mean composite of intra-OCSs rain rate ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Results obtained over the EN-area for 9 summers.

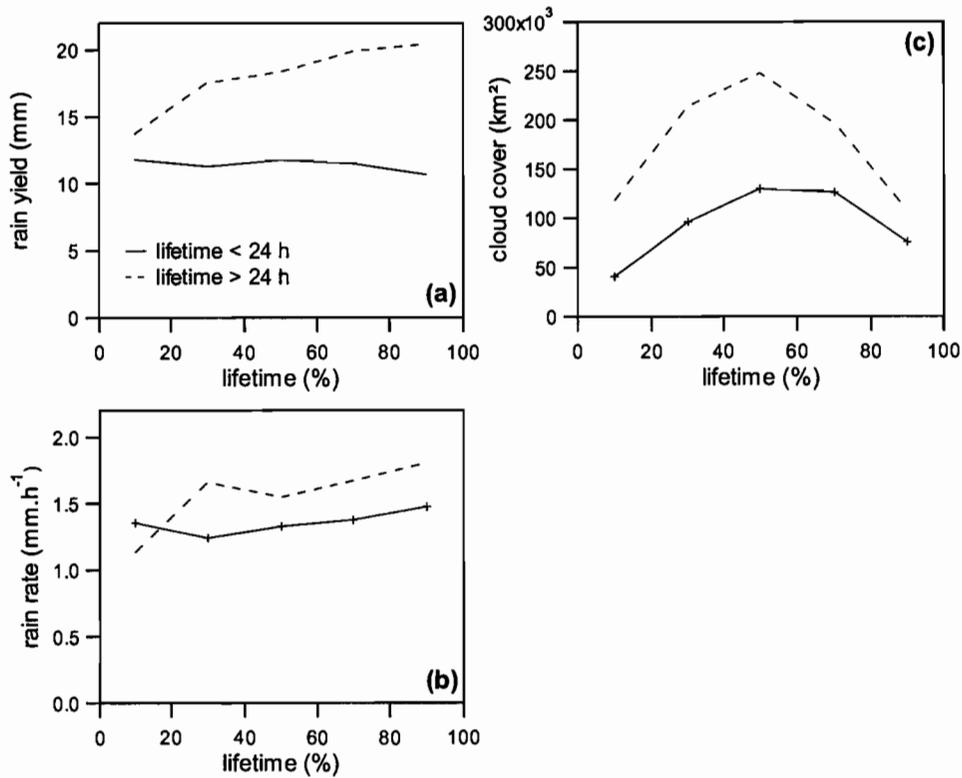


Figure 10: (a) Average distribution of OCS rain yield (mm) versus its lifetime (%). (b): same as (a) except for OCS mean rain rate (mm.h⁻¹). (c) same as (a) except for OCS mean size (km²). Results are obtained over the EN-area for 9 summers.

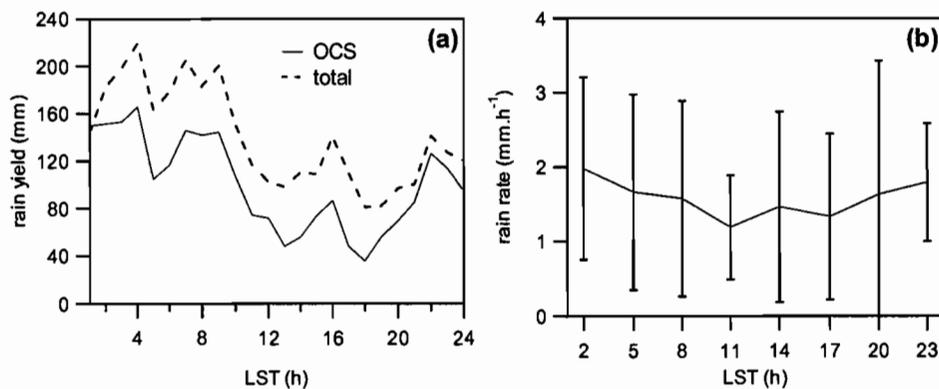


Figure 11: (a) Diurnal variations of the total rain yield obtained from Epsat-Niger data (mm) and the rain yield associated to OCSs. (b): Averaged OCS mean rain rate versus the local solar time of first occurrence over the EN-area. Standard deviations associated are also plotted. Results are obtained over the EPSAT-Niger area for 9 summers.

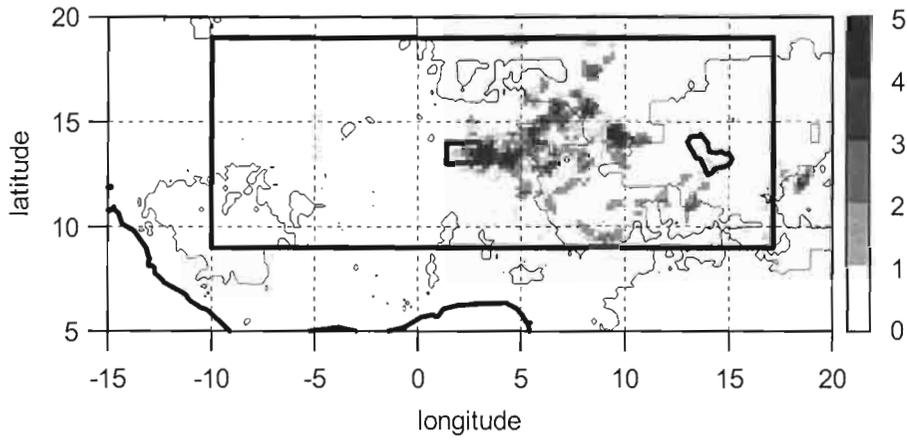


Figure 12: OCS occurrences at initiation time (233 K). Results are obtained over the EPSAT-Niger area for 9 summers.

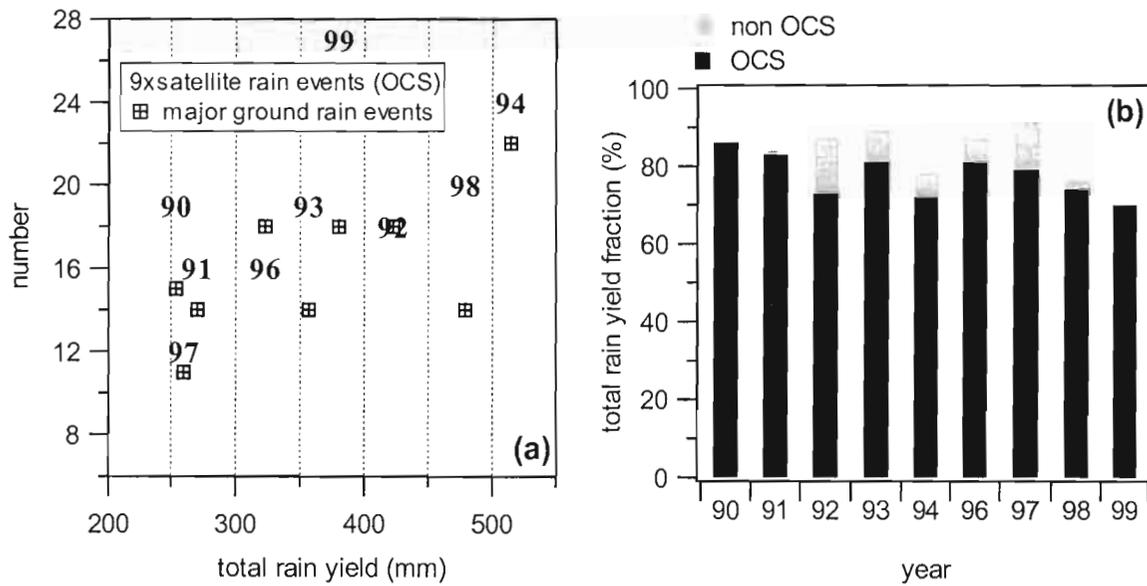


Figure 13: (a) Number of major ground rain-events and satellite rain-events associated to OCSs versus total rain yield between the 1st July and the 15th September. (b): Contribution of the satellite rain events to the seasonal rain yield. Among these events, OCSs and non OCSs have been considered.

TABLES

	Rain events	Convective systems
Sensor	Recording raingauges	Satellite radiometers
Data	Accumulated rain depth	IR brightness temperature
Intensity (magnitude) criterion	Minimum rain depth at one or several gauges	Threshold temperature
Space (size) criterion	Proportion of raingauges recording rain	Continuous area above threshold temperature
Time criterion	Minimum duration with no rainfall between two consecutive events	Minimum life duration of the cluster

Table 1: Criteria commonly used to define populations of rain events and of convective systems.

	missing images (%)	gaps > 5h (%)
90	8	5
91	7	5
92	6	0
93	13	0
94	14	0
96	12	2,5
97	12	0
98	1	0
99	2	0

Table 2: Fraction of total missing images and fraction of missing images that cannot be interpolated (gaps larger than 5 consecutive hours).

	MCS		OCS		MCC	
	<i>number</i>	<i>rainfall (mm)</i>	<i>number</i>	<i>rainfall (mm)</i>	<i>number</i>	<i>rainfall (mm)</i>
Sahel	1947		237		23	
EN-area	21	301 (83%)	19	280 (78%)	3	57 (16%)

Table 3: Mean annual number of MCSs, OCSs and MCCs over the Sahel and over the Epsat-Niger area. The mean annual rain yield associated to satellite rain events (mm and percent of the total rain yield) over the Epsat-Niger area is also indicated. Statistics computed for 9 summers.

REFERENCES

- Amani, A. and Lebel, T., Rousselle, J. and Taupin, J. D., 1996: Typology of rainfall fields to improve rainfall estimation in the Sahel by the area threshold method. *Water Resour. Res.*, **32**, 2473-2487.
- Arkin, P. A., 1979: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1382-1387.
- D'Amato, N., 1998: Etude climatologique et statistique des événements pluvieux en zone Sahélienne, analysée à partir des données pluviographiques de l'expérience EPSAT-Niger. PhD thesis, univ. Montpellier II, 189 pp.
- D'Amato, N., and T. Lebel, 1998: On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.*, **18**, 955-974.
- Desbois, M., T. Kayiranga, B Gnamien, S. Guessous, and L. Picon, 1988: Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983, 1984 and 1985 from the analysis of METEOSAT ISCCP data. *J. Climate*, **1**, 867-904.
- Duvel, J. P., 1989: Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part I: Interannual and diurnal variations. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2782-2799.
- Fritsch, J. M., R. J. Kane, and C. R. Chelius, 1986: The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States. *J. Climate Appl Meteor*, **25**, 1333-1345.
- Gamache, J. F., and R. A. Houze, 1983: Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1835-1850.
- Hamilton, R.A. and J.W. Archbold, 1945: Meteorology of Nigeria and adjacent territories. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **71**, 231-235.
- Houze, R. A., 1993: Cloud dynamics. Academic press, 573 p.
- Houze, R. A., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall line system observed during GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540-1567.
- Jobard, I., and M. Desbois, 1992: Remote sensing of rainfall over tropical Africa using METEOSAT infrared imagery: sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote Sensing*, **13-14**, 2683-2700.
- Lafore, J-P., and M. W. Moncrieff, 1989: A numerical investigation of organization and interaction of the convective and mesoscale region of a tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521-544.
- Laing, A. G., J. M. Fritsch, and A. J. Negri, 1999: Contribution of mesoscale convective complexes to rainfall in Sahelian Africa: estimates from geostationary infrared and passive microwave data. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 957-964.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 1997: The global population of mesoscale convective complexes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 389-405.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 1993: Mesoscale convective complexes in Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2254-2263.

- Laurent, H., T. Lebel and J. Polcher, 1997:** Rainfall variability in Soudano-Sahelian Africa studied from raingauges, satellite and GCM. Proc. 13th conference on hydrology of the 77th AMS Annual meeting, 2-7 February 1997, Long Beach, USA. AMS Publ., 17-20.
- Leary, C. A., and E. N. Rappaport, 1987:** The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1503-1527.
- Le Barbé, L., and T. Lebel, 1997:** Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990. *J. Hydrol.*, **188-189**, 43-73.
- Lebel, T., and A. Amani, 1999:** Rainfall estimation in the Sahel: what is the ground truth ? *J. Appl. Meteor.* **38**, 555-568
- Lebel, T., J. D. Taupin, and N. D'Amato, 1997:** Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel: 1. General rainfall conditions and climatology. *J. Hydrol.*, **188-189**, 74-96.
- Lebel, T., H. Sauvageot, M. Hoepffner, M. Desbois, B. Guillot, P. Hubert, 1992:** rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-Niger experiment. *Hydrol. Sci. J.*, **37**, 201-215.
- Maddox, R. A., 1983:** Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475-1493.
- Maddox, R. A., 1980:** Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Mapes, B. E., and R. A. Houze, 1993:** Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1398-1415.
- Mathon, V., and H. Laurent, 2001:** Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 377-406.
- McAnelly, R. L., and W. R. Cotton, 1989:** The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central united states. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 784-808.
- Miller, D., and J. M. Fritsch, 1991:** Mesoscale convective complexes in the western Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2978-2992.
- Redelsperger, J. L., and J. P. Lafore, 1988:** A three dimensional simulation of a tropical squall line: convection, organization and thermodynamic vertical transports. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1334-1356.
- Roux, F., 1988:** The West African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 406-426.
- Rowell, D. P., and J. R. Milford, 1993:** On the generation of African squall lines. *J. Climate*, **6**, 1181-1193.
- Shinoda, M., T. Okatani, and M. Saloum, 1999:** Diurnal variations of rainfall over Niger in the West African Sahel: a comparison between wet and drought years. *Int. J. Climatol.*, **19**, 81-94.
- Smull, B. F., and R. A. Houze, 1985:** A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.
- Sui, C. H., X. Li, and K. M. Lau, 1998:** Radiative-convective processes in simulated diurnal variations of tropical oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2345-2357.

- Tao, W. K., J. Simpson, C. H. Sui, B. Ferrier, and M. D. Chou, 1996:** Mechanisms of cloud-radiation interaction in the tropics and midlatitudes. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2624-2651.
- Velasco, I., and J. M. Fritsch, 1987:** Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9591-9613.
- Williams, M., and R. A. Houze, 1987:** Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 505-519.
- Zipser, E. J., 1977:** Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall lines structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Amani, A. and Lebel, T., Rousselle, J. and Taupin, J. D., 1996:** Typology of rainfall fields to improve rainfall estimation in the Sahel by the area threshold method. *Water Resour. Res.*, **32**, 2473-2487.
- Arkin, P. A., 1979:** The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations during GATE over the B-scale array. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 1382-1387.
- Arnaud, Y., M. Desbois, and J. Maizi, 1992:** Automatic tracking and characterization of African convective systems on Meteosat pictures. *J. Appl. Meteor.*, **31**, 443-453.
- Aspliden, C. I., Y. Tourre, and J. B. Sabine, 1976:** Some climatological aspects of West African disturbance lines during GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1029-1035.
- Augustine, J. A., and K. W. Howard, 1991:** Mesoscale convective complexes over the United States during 1986 and 1987. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 1575-1589.
- Barnes, G. M., and K. Sieckman, 1984:** The environment of fast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1782-1794.
- Burpee, R. W., 1972:** The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of north Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77-90.
- Cadet, L. D., and S. H. Nnoli, 1987:** Water vapour transport over West Africa and the Atlantic ocean during the 1979 summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, n°5, 761-774.
- Charney, J. G., 1975:** Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **101**, 193-202.
- Charney, J. G., and A. Eliassen, 1964:** On the growth of the hurricane depression. *J. Atmos. Sci.*, **21**, 68-74.
- Chen, S. S., and R. A. Houze, 1997:** Diurnal variation and life-cycle of deep convective systems over the tropical Pacific warm pool. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 357-388.
- Chen, T. G., 1982:** On the kinetic budget of the summer flow at 200 hPa in the tropics. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 55-62.
- Courel, M. F., 1985:** Etude de l'évolution récente des milieux Sahéliens à partir des images fournies par les satellites. Thèse d'état, Paris I, 407 p.
- D'Amato, N., 1998:** Etude climatologique et statistique des événements pluvieux en zone Sahélienne, analysée à partir des données pluviographiques de l'expérience EPSAT-Niger. Thèse de doctorat, univ. Montpellier II, 189 p.
- D'Amato, N., and T. Lebel, 1998:** On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.*, **18**, 955-974.
- De Félice, P. A., A. Viltard, D. Monkam, and C. Ouss, 1990:** Characteristics of north African 6-9-day waves during summer 1981. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 2624-2633.

- Desbois, M., T. Kayiranga, B Gnamien, S. Guessous, and L. Picon, 1988:** Characterization of some elements of the Sahelian climate and their interannual variations for July 1983, 1984 and 1985 from the analysis of METEOSAT ISCCP data. *J. Climate*, **1**, 867-904.
- Dhonneur, G., 1988:** Traité de météorologie tropicale n°1, direction de la météorologie, Trappes, 151p.
- Dhonneur, G., 1985:** L'équateur météorologique: une structure planétaire. 25^{ème} congrès du CIG, Dijon, 27-41.
- Dhonneur, G., 1981:** Les amas nuageux mobiles: principale composante de la météorologie du Sahel. *La météorologie*, VI^o série, n°27, 75-82.
- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard and P. de Felice, 2000:** Composite patterns and energetics of easterly wave disturbances over West Africa and the tropical Atlantic: results from the 1979-1995 NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dynamics*, accepted.
- Diedhiou, A., S. Janicot, A. Viltard, P. de Felice, and H. Laurent, 1999:** Easterly waves regimes and associated convection over West Africa and the tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Clim. Dynamics*, **15**, 795-822.
- Diedhiou, A., 1998:** Etude des régimes d'ondes d'est et de leurs interactions avec la convection en Afrique de l'Ouest et sur l'Atlantique tropical. Thèse de doctorat, Paris XII, 219 p.
- Diongue, A., J.P. Lafore, J.L. Redelsperger and R. Roca, 2001:** Numerical simulation of a sahelian synoptic weather system :Interactions between cloud and synoptic scales. *Soumis au Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*
- Diongue, A., 2001:** "Interactions entre convection et écoulement de grande échelle au sein de la mousson de L'Afrique de l'Ouest". Thèse de l'université Paul Sabatier soutenue le 22 mai 2001.
- Dudhia, J., 1989:** Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3077-3107.
- Duvel, J. P., 1990:** Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part II: Modulation by easterly waves. *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1855-1868.
- Duvel, J. P., 1989:** Convection over tropical Africa and the Atlantic Ocean during northern summer. Part I: Interannual and diurnal variations. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 2782-2799.
- Folland, C. K., T. N. Palmer, and D. E. Parker, 1986:** Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985. *Nature*, **320**, 602-607.
- Fontaine, B., N. Philippon and P. Camberlin, 1999:** An improvement of June-September rainfall forecasting in the Sahel based upon region April-May moist static energy content (1968-1997). *Geophys Res. Let.*, **26**, 14, 2041-2044.

- Fontaine, B., S. Janicot, V. Moron, P. Roucou and S. Trzaska, 1998:** Anomalies de température de surface de la mer et précipitations tropicales. *La météorologie*, VIII^{ème} série, **23**, 14-35.
- Fontaine, B., 1989:** Les moussons pluvieuses dans l'espace africano-asiatique: Afrique occidentale et Inde. Thèse d'état, Univ. Dijon, 2 vol, 687 p.
- Fritsch, J. M., R. J. Kane, and C. R. Chelius, 1986:** The contribution of mesoscale convective weather systems to the warm-season precipitation in the United States. *J. Climate Appl Meteor*, **25**, 1333-1345.
- Fu, Q., S. K. Krueger, and K. N. Liou, 1995:** Interactions of radiation and convection in simulated tropical cloud clusters. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1310-1328.
- Fu, R., A. D. Del Genio, W. B. Rossow, 1990:** Behavior of deep convective clouds in the tropical Pacific deduced from ISCCP radiances. *J. Climate.*, **3**, 1129-1152.
- Gamache, J. F., and R. A. Houze, 1983:** Water budget of a mesoscale convective system in the tropics. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1835-1850.
- Gray, W., and R. W. Jacobson, 1977:** Diurnal variation of deep cumulus convection. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1171-1188.
- Haile, M., J. R. Milford, and G. Dugdale, 1994:** Mesoscale convective complexes in Sahelian Africa as observed by METEOSAT. 10th METEOSAT scientific users conference, 5-9 sept, Cascais, Portugal.
- Hastenrath, S., 1988:** Climate and circulation of the tropics, Atmospheric Sciences Library, D. Reidel publishing company, Dordrecht, 455 p.
- Hodges, K. I., 1998:** Feature-point detection using distance transforms: application to tracking tropical convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 785-795.
- Hodges, K. I., and C. D. Thorncroft, 1997:** Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP METEOSAT imagery. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2821-2837.
- Hodges, K. I., 1995:** Feature tracking on the unit sphere. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3458-3465.
- Hodges, K. I., 1994:** A general method for tracking analysis and its application to meteorological data. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 2573-2586.
- Holton, J. R., 1992:** An introduction to dynamic meteorology. Academic press, 3rd edition, 511 p.
- Houze, R. A., 1993:** Cloud dynamics. Academic press, 573 p.
- Houze, R. A., 1977:** Structure and dynamics of a tropical squall line system observed during GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1540-1567.

- Janicot, S., and B. Sultan, 2000:** Intra-seasonal modulation of convection in the West African monsoon. *Geophys Res. Let. Soumis*
- Janicot, S., A. Harzallah, B. Fontaine, and V. Moron, 1998:** West African monsoon dynamics and eastern equatorial Atlantic and Pacific SST anomalies (1970-88). *J. Climate*, **11**, 1874-1882.
- Janicot, S., and B. Fontaine, 1993:** L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La météorologie*, VIII^e série, n°1, 28-52.
- Janicot, S., 1992a:** Spatio-temporal variability of West African rainfall ; Part I: Regionalizations and typings. *J. Climate*, **5**, 489-497.
- Janicot, S., 1992b:** Spatio-temporal variability of West African rainfall ; Part II: Associated surface air mass characteristics. *J. Climate*, **5**, 499-511.
- Janicot, S., 1990:** Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi-stationnaires durant une phase de transition climatique. Thèse de doctorat, Paris VI, 600 p.
- Jobard, I., and M. Desbois, 1992:** Remote sensing of rainfall over tropical Africa using METEOSAT infrared imagery: sensitivity to time and space averaging. *Int. J. Remote Sensing*, **13-14**, 2683-2700.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, and al., 1996:** The NCEP/NCAR 40-years reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- Lafore, J-P., and M. W. Moncrieff, 1989:** A numerical investigation of organization and interaction of the convective and mesoscale region of a tropical squall line. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 521-544.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 2000:** The large-scale environment of the global populations of mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2756-2776.
- Laing, A. G., J. M. Fritsch, and A. J. Negri, 1999:** Contribution of mesoscale convective complexes to rainfall in Sahelian Africa: estimates from geostationary infrared and passive microwave data. *J. Appl. Meteor.*, **38**, 957-964.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 1997:** The global population of mesoscale convective complexes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **123**, 389-405.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 1993a:** Mesoscale convective complexes over the Indian monsoon region. *J. Climate*, **6**, 911-919.
- Laing, A. G., and J. M. Fritsch, 1993b:** Mesoscale convective complexes in Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 2254-2263.
- Lamb, P. J., 1983:** West African water variations between recent contrasting-Saharan droughts. *Tellus*, **A35**, 198-212.
- Lamb, P. J., 1978a:** Large scale tropical surface circulation patterns associated with sub-Saharan weather anomalies. *Tellus*, **30**, 240-251.

- Lamb, P. J., 1978b:** Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during sub-Saharan weather anomalies: 1967 and 1968. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 482-491.
- Laurent, H., L. Machado, D. Herdies and V. Mathon, 2000:** Cloud cluster life cycle over the Amazonia during the wet AMC/LBA campaign. 6th conference on southern hemisphere meteorology and oceanography, 3-7 april, Santiago, Chili.
- Laurent, H., I. Jobard, and A. Toma, 1998:** Validation of satellite and ground-based estimates of precipitation over the Sahel. *Atmos. research*, **47-48**, 651-670.
- Laurent, H., 1996:** Life distribution of mesoscale convective clouds over Africa. Preprints, 7th conference on mesoscale processes, AMS, 9-13 sept. 1996, Reading, UK.
- Leary, C. A., and E. N. Rappaport, 1987:** The life cycle and internal structure of a mesoscale convective complex. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1503-1527.
- Lebel, T., and A. Amani, 1999:** Rainfall estimation in the Sahel: what is the ground truth ? *J. Appl. Meteor.* **38**, 555-568
- Lebel, T., J. D. Taupin, and N. D'Amato, 1997a:** Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel: 1. General rainfall conditions and climatology. *J. Hydrol.*, **188-189**, 74-96.
- Lebel, T., and L. Le Barbé, 1997b:** Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel: 2. Point and areal estimation at the event and seasonal scales. *J. Hydrol.*, **188-189**, 97-122.
- Lebel, T., H. Sauvageot, M. Hoepffner, M. Desbois, B. Guillot, P. Hubert, 1992:** rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-Niger experiment. *Hydrol. Sci. J.*, **37**, 201-215.
- Liu, C., and M. W. Moncrieff, 1998:** A numerical study of the diurnal cycle of tropical oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2329-2344
- Lopez, P., 1993:** Etude de la représentation des lignes de grains dans les analyses du modèle du centre Européen. Rapport de stage de l'Ecole Nationale de la Météorologie, Toulouse, 42 p., 2 vol., texte et figures séparés.
- Machado, L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes, and A. W. Walker, 1998:** Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1630-1654.
- Machado, L. A. T., and W. B. Rossow, 1993:** Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 3234-3260.
- Machado, L. A. T., J. P. Duvel, and M. Desbois, 1993:** Diurnal variations and modulation by easterly waves of the size distribution of convective cloud clusters over West Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 37-49.
- Machado, L. A. T., M. Desbois, and J. P. Duvel, 1992:** Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and the Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **120**, 392-406.

- Maddox, R. A., 1983:** Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude mesoscale convective complexes. *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1475-1493.
- Maddox, R. A., 1980:** Mesoscale convective complexes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **61**, 1374-1387.
- Mapes, B. E., and R. A. Houze, 1993:** Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1398-1415.
- Martin, D. W., and A. J. Schreiner, 1981:** Characteristics of West African and East Atlantic cloud clusters: a survey from GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 1671-1688.
- Mathon, V., and H. Laurent, 2001:** Life cycle of the Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 377-406.
- Mathon, V., H. Laurent, and T. Lebel, 2001b:** Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Submitted to J. Appl. Meteor.*
- Mathon, V., and H. Laurent, 1999:** Interannual variability of convective systems over West Africa. Preprints, 23rd conference on hurricanes and tropical meteorology, AMS, 10-15 jan., Dallas, Texas.
- McAnelly, R. L., and W. R. Cotton, 1989:** The precipitation life cycle of mesoscale convective complexes over the central United States. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 784-808.
- Miller, D., and J. M. Fritsch, 1991:** Mesoscale convective complexes in the western Pacific region. *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2978-2992.
- Morel, C., F. Orain, and S. Senesi, 1997:** Automated detection and characterization of MCS using the METEOSAT infrared channel. Proc., The 1997 Meteorological Satellite Data Users Conference, Brussels, Belgium, 213-220.
- Moron, V., 1994:** Variabilité des précipitations en Afrique tropicale au nord de l'équateur (1933-1990) et relations avec les températures de surface océanique et la dynamique de l'atmosphère. Thèse de doctorat, Univ. de Bourgogne, 219 p.
- Nicholson, S. E., K. Jeeyoung, and J. Hoopingarner, 1988:** Atlas of African rainfall and interannual variability. Dept. Of Met., The Florida State University of Tallahassee, Boulder, 240 p.
- Nicholson, S. E., 1986:** The spatial coherence of African rainfall anomalies: interhemispheric teleconnections. *J. Clim. Appl. Met.*, **25**, 1365-1381.
- Nicholson, S. E., 1981:** Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 2191-2208.
- Nicholson, S. E., 1980:** The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 473-487.
- Olory-Togbe, P., 1983:** Caractéristiques des systèmes précipitants observées en Afrique occidentale pendant COPT 79. La météorologie, VI^e série, n^o29, 227-237.

- Palmer, T. N., 1986:** The influence of the Atlantic, Pacific and Indian oceans on Sahel rainfall. *Nature*, **322**, 251-253.
- Payne, S., and M. Mc Garry, 1977:** The relationship of satellite inferred convective activity to easterly waves over western equatorial Africa and the adjacent ocean during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317-333.
- Redelsperger, 1993:** Les lignes de grains tropicales. Les climats subtropicaux et leur évolution: de l'observation spatiale à la modélisation. Ecole d'été internationale du CNES, La-londe-les-maures, sept. 1992.
- Redelsperger, J. L., and J. P. Lafore, 1988:** A three dimensional simulation of a tropical squall line: convection, organization and thermodynamic vertical transports. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1334-1356.
- Reed, R. J., 1986:** On understanding the meteorological causes of Sahelian drought. Recent Meteorological anomalies and teleconnections. *Pontificae Academiae scientificarum Scripte*, **69**, 179-213.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, and E. E. Recker, 1977:** The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317-333.
- Richenbach, T. M., 1999:** Cloud-top evolution of tropical oceanic squall lines from radar reflectivity and infrared satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2951-2976.
- Rossow, W. B., and R. A. Schiffer, 1991:** ISCCP cloud data products. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **72**, 2-20.
- Roux, F., 1991:** Les orages. Météorologie des grains de la grêle et des éclairs. Médiathèque Météo-France, Toulouse, 330 p.
- Rowell, D. P., and J. R. Milford, 1993:** On the generation of African squall lines. *J. Climate*, **6**, 1181-1193.
- Shinoda, M., T. Okatani, and M. Saloum, 1999:** Diurnal variations of rainfall over Niger in the West African Sahel: a comparison between wet and drought years. *Int. J. Climatol.*, **19**, 81-94.
- Smull, B. F., and R. A. Houze, 1985:** A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observations. *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.
- Stephens, G. L., G. C. Campbell, and T. H. Vonder Haar, 1981:** Earth radiation budget. *J. Geophys. Res.*, **86**, 9739-9760.
- Sui, C. H., X. Li, and K. M. Lau, 1998:** Radiative-convective processes in simulated diurnal variations of tropical oceanic convection. *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2345-2357.
- Sultan, B., and S. Janicot, 2000:** Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys Res. Lett.*, **27**, 20, 3353-3356.

- Szejwach, G. and M. Desbois, 1978: Dynamic classification of mesoscale cloud patterns. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 1406-1411.
- Tanaka, M., B. C. Weare, A. R. Navato, and R. E. Newell, 1975: Recent African rainfall patterns. *Nature*, **255**, 201-203.
- Tao, W. K., J. Simpson, C. H. Sui, B. Ferrier, and M. D. Chou, 1996: Mechanisms of cloud-radiation interaction in the tropics and midlatitudes. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2624-2651.
- Taylor, C. M., and T. Lebel, 1998: Observational evidence of persistent convective-scale rainfall patterns. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1597-1607.
- Thorncroft, C. D., and M. Blackburn, 1999: Maintenance of the African easterly jet. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **125**, 763-786.
- Thorncroft, C. D., and D. P. Rowell, 1998: Interannual variability of African wave activity in a general circulation model. *Int. J. Climatol.*, **18**, 1305-1323.
- Thorncroft, C. D., and M. Haile, 1995: The mean dynamic and thermodynamic fields for July 1989 over tropical North Africa and their relationship to convective storm activity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 3016-3031.
- Thorncroft, C. D., and B. J. Hoskins, 1994: An idealized study of African easterly waves. Part I: A linear view. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **121**, 1589-1614.
- Velasco, I., and J. M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9591-9613.
- Webster, P. J., and G. L. Stephens, 1980: Tropical upper-tropospheric extended clouds: Inferences from Winter MONEX. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1521-1541.
- Williams, M., and R. A. Houze, 1987: Satellite-observed characteristics of winter monsoon cloud clusters. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 505-519.
- Woodley, W. L., C. G. Griffith, J. S. Griffin, and S. C. Stromatt, 1980: The inference of GATE convective rainfall from SMS-1 imagery. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 388-408.
- Wu, X., and M. A. LeMone, 1999: Fine structure of cloud patterns within the intraseasonal oscillation during TOGA COARE. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2503-2513.
- Zipser, E. J., 1977: Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall lines structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1568-1589.

ETUDE CLIMATOLOGIQUE DES SYSTEMES CONVECTIFS DE MESO-ECHELLE EN AFRIQUE DE L'OUEST

Les systèmes convectifs de méso-échelle (SCM, taille supérieure à 5000 km²) sont étudiés à partir de l'imagerie infrarouge METEOSAT pleine résolution (30 minutes, 5 km). L'information satellitale est exploitée au mieux à l'aide d'un algorithme de suivi automatique permettant de caractériser le cycle de vie des SCM et de les quantifier aussi bien par leur nombre que par leur couverture nuageuse. Une climatologie des SCM sur 10 années récentes (1989-1994 et 1996-1999) a ainsi été construite. Cette climatologie met par exemple en évidence la forte contribution des quelques SCM de longue durée de vie à l'ensemble de la couverture nuageuse et permet de préciser les impacts de l'orographie et du cycle diurne sur l'initiation de la convection.

Les caractéristiques pluviométriques des SCM ont été étudiées sur une zone cible à partir des données de pluie de haute résolution de l'expérience EPSAT-Niger. Nous avons pu identifier une catégorie de SCM, appelés SCO (Systèmes Convectifs Organisés), qui expliquent plus de 90% de la pluviométrie de la zone instrumentée. A partir de cette classification, nous avons montré que les variations interannuelles de la convection et de la pluie sur le Sahel central peuvent s'interpréter à l'aide de deux paramètres: la couverture nuageuse moyenne par SCO caractérisant l'intensité de la convection et le nombre de SCO. Ces deux caractéristiques permettent par ailleurs de faire le lien avec les types de sécheresses identifiés à partir de l'analyse de données pluviométriques lors d'études antérieures.

Les liens entre ces deux paramètres et la circulation de grande échelle ont été étudiés à l'aide des réanalyses du NCEP/NCAR. A l'échelle du Sahel et de la saison, l'intensité de la convection est pilotée par l'intensité du flux de mousson et le nombre de SCO est corrélé avec la divergence de la haute troposphère. Cette dernière relation a été étudiée aux échelles synoptiques pour tenter d'en préciser le sens. On ne trouve pas d'impact des ondes d'est sur le degré d'organisation et nombre de SCO à l'échelle de la saison. En revanche, les ondes d'est modulent significativement la convection et la pluviométrie de ces systèmes et il existe une relation forte entre le nombre de non-SCO et la vitesse du vent dans les couches moyennes. Une relation entre le nombre de SCO et la circulation de grande échelle a finalement été détectée au niveau des basses couches. Le nombre de SCO est anti-corrélé à l'intensité du flux de mousson dans la bande 7.5N-12.5N où sa variabilité interannuelle est la plus forte.

Mots clefs: *système convectif de méso-échelle, cycle de vie, Afrique de l'ouest, EPSAT-Niger, variations interannuelles, structures synoptiques, images METEOSAT infrarouges, données pluviométriques, réanalyses du NCEP/NCAR.*

CLIMATOLOGICAL STUDY OF MESOSCALE CONVECTIVE SYSTEMS OVER WEST AFRICA

Mesoscale Convective Systems (MCSs, size larger than 5000 km²) have been studied from METEOSAT infrared full resolution images (30 min, 5 km). A fully automated method has been applied to characterise MCS life cycle and to quantify MCSs by their number as well as by their cloud cover. A 10-year climatology has been derived for the period 1989-1994 ; 1996-1999. It shows that a large share of the total cloud cover over the Sahel is produced by a few long-lived MCSs. It also allows to detail the impact of the diurnal cycle and orography on convection triggering and organisation.

MCS rainfall characteristics have also been studied from high resolution rainfall data recorded during the EPSAT-Niger experiment. A particular type of MCSs called OCSs (Organised Convective Systems) accounting for 90% of the total rainfall over the validation area has been objectively identified. It has then been possible to characterise the interannual variability of rainfall and convection over the central Sahel using only two parameters: a convective intensity index corresponding to the mean cloud cover per OCS and the OCS number. Over the Sahel and at seasonal scale, we have shown that the convective intensity index is driven by the monsoon flux intensity while the OCS number is correlated to the upper troposphere divergence. Relationships between large scale atmospheric circulation and OCSs have also been studied at synoptic scales. We have shown that African Easterly Waves (3-5 days period, AEW) do not have any effect on either the OCS number nor the OCS level of organisation at seasonal scale. On the other hand, AEW significantly modulate OCS rainfall and cloud cover and the strength of the 600 hPa wind is strongly correlated to the non-OCS number. Finally, we have found a negative correlation between OCS number and the monsoon flux intensity in the 7.5N-12.5N belt where most of the OCS number variability is observed.

Key words: *mesoscale convective systems, life cycle, West Africa, EPSAT-Niger, interannual variability, synoptic structures, METEOSAT infrared images, rainfall data, NCEP/NCAR reanalyses.*